



M. Quirnbach, E. Freistühler, T. Einfalt,
A. Jasper-Tönnies

Aufbereitung von Niederschlags- daten aus Klimaprojektionen für wasserwirtschaftliche Modell- anwendungen

Verfahren und Bandbreiten

Gefördert durch:



Aufbereitung von Niederschlagsdaten aus Klimaprojektionen für wasserwirtschaftliche Modellanwendungen

Verfahren und Bandbreiten

Markus Quirmbach, Elke Freistühler

dr. papadakis GmbH, Hattingen

www.drpapadakis.de

Thomas Einfalt, Alrun Jasper-Tönnies

hydro & meteo GmbH & Co. KG, Lübeck

www.hydrometeo.de

dynaklim-Publikation Nr. 50, Mai 2014



Abstract

Es werden zwei Verfahren vorgestellt, die eine Berücksichtigung des Klimaänderungssignals in den Niederschlagsdaten des regionalen Klimamodells CLM bei den wasserwirtschaftlichen Modellanwendungen ermöglichen. Für die Generierung langer Zeitreihen mit hohen zeitlichen und räumlichen Auflösungen, wie sie bei Langzeitserien- und Kontinuumssimulationen benötigt werden, wurde ein Downscaling-Ansatz auf Basis von Radarniederschlagsdaten und objektiven Wetterlagenklassen entwickelt. Für einfache wasserwirtschaftliche Modellanwendungen, die auf Modellregen zurückgreifen, wurden die relativen Veränderungen aufgrund des Klimaänderungssignals in der Zukunft abgeschätzt, die dann bei Variantenuntersuchungen in der Zukunft den Modellregen der Vergangenheit aufgeprägt werden können.

Schlagworte (im *dynaklim*-Wiki)

CLM, Downscaling, Emscher-Lippe-Region, Klimawandel, Niederschlag

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis.....	II
Abbildungsverzeichnis	III
Tabellenverzeichnis	IV
1 Einleitung	1
2 Datenbasis	2
3 Downscaling mit Hilfe von Wetterradata und objektiven Wetterlagenklassifikationen	4
3.1 Kurze Einführung in das Messprinzip der Radarniederschlagsmessung	4
3.2 Kurze Einführung in die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD	7
3.3 Erläuterung der Downscaling-Methodik	8
3.3.1 Einleitung.....	8
3.3.2 Untersuchungsgebiet	9
3.3.3 Methode	9
3.4 Darstellung der Ergebnisse.....	14
3.5 Folgerungen.....	15
4 Berücksichtigung des Klimaänderungssignals bei Modellregen.....	17
4.1 Vergleich von Starkregenauswertungen aus Messdaten und Modelldaten des Regionalen Klimamodells CLM	17
4.2 Entwicklung eines pragmatischen Ansatzes zur Berücksichtigung des Klimaänderungssignals bei der Verwendung von Modellregen	19
5 Zusammenfassung	24

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Lage der untersuchten Einzugsgebiete und der korrespondierenden CLM-Rasterfelder für den Downscaling-Prozess (gelbe Umrandung) und für die Berücksichtigung des Klimaänderungssignals bei den Modellregen (rote Umrandung); die für die Bewertung des Klimaänderungssignals berücksichtigten Messstationen sind rot markiert	3
Abbildung 2: Messkreis um den Radarstandort Essen.....	5
Abbildung 3: Ausschnitt in östlicher Richtung aus dem Radarbild des Radars Essen; Größe der Messpunkte: 1° x 1 km	5
Abbildung 4: Übersicht über die 17 Radarstandorte in Deutschland mit einer Reichweite von jeweils 150 km (DWD, 2013)	6
Abbildung 5: Beziehung zwischen der Reflektivität in dBZ und der Niederschlagsintensität in mm/h am Beispiel zweier empirischer Beziehungen: der Marshall-Palmer-Beziehung und der DWD-Beziehung für konvektive Ereignisse (QUIRMBACH, 2003).....	6
Abbildung 6: Häufigkeit der verschiedenen objektiven Wetterlagenklassen zwischen 1979 und 2000 für Beobachtungen und Modellergebnisse aus drei Modellläufen von ECHAM5	8
Abbildung 7: Tagessummen Niederschlag aus der Radarmessung vom 08.07.2005. Eingezeichnet sind das Einzugsgebiet Bönen (rot) und CLM-Gitterpunkte (schwarz). Die Tagessummen im Einzugsgebiet Bönen (rot) betragen zwischen 3 mm und 18 mm.	9
Abbildung 8: Schema zum Downscaling-Verfahren mit Radardaten.....	10
Abbildung 9: Kumulierte Wahrscheinlichkeitsverteilung der Tagessummen in CLM und angeeichten Radardaten	11
Abbildung 10: wie Abbildung 9, Zoom auf die höchsten 1% der Tagessummen	11
Abbildung 11: Kumulierte Wahrscheinlichkeitsverteilung der Tagessummen von drei Regenschreiberstationen	12
Abbildung 12: wie in Abbildung 11, Zoom auf die höchsten 1 % der Tagessummen	12
Abbildung 13: Tagessumme Niederschlag: Verteilung vor und nach der Zuordnung von ähnlichen Tagen im Messzeitraum für einen Beispielszeitraum	13
Abbildung 14: Verteilung der objektigen Wetterlagenklassen vor und nach der Zuordnung von ähnlichen Tagen	14
Abbildung 15: Ergebnisse der Starkniederschlagsauswertung für Dauerstufe 1 h, Wiederkehrzeit 5 a im Zeitraum 1961 – 1990. Dargestellt sind die Ergebnisse des Downscalingverfahrens innerhalb der drei Einzugsgebiete für CLM 1 und CLM 2 sowie das Ergebnis von 28 Stationen im Untersuchungsgebiet.	15
Abbildung 16: Ergebnisse des Downscaling: Starkniederschlagsauswertung mit Wiederkehrzeit 5 a, Dauerstufe 1 h für Referenzzeitraum, Nahe und Ferne Zukunft. Eingezeichnet sind die Ergebnisse der drei Gebiete Dortmund (blau), Duisburg (grün) und Bönen (rot) sowie das Gebietsmittel (schwarz). Der hellgraue Bereich gibt den Unsicherheitsbereich nach KOSTRA (± 10 %, bezogen auf den Mittelwert) an.	15
Abbildung 17: Vergleich der statistisch ermittelten Niederschlagshöhen für verschiedene Wiederkehrhäufigkeiten unter Berücksichtigung eines Toleranzbereichs für die natürliche Klimavariabilität; links oben: CLM1 (1961 – 1990) vs. Messdaten (1961 – 1990); rechts oben: CLM2 (1961 – 1990) vs. Messdaten (1961 – 1990); links unten: CLM1 (2021 – 2050) vs. Messdaten (1961 – 1990); rechts unten: CLM2 (2021 – 2050) vs. Messdaten (1961 – 1990)	18
Abbildung 18: Änderungen der Starkregentage mit $N \geq 20$ mm/d im begrenzten Ensemble in der ELR für die Nahe Zukunft (2021 – 2050) und für die Ferne Zukunft (2071 – 2100) gegenüber dem Referenzzeitraum (1961 – 1990).....	21

Abbildung 19: Fortlaufende Entwicklung von Starkregen im Zeitraum 1961 – 2100, links oben: Starkregen $N \geq 20$ mm/d (CLM 1), rechts oben: Starkregen $N \geq 20$ mm/d (CLM 2), links unten: Starkregen $N \geq 60$ mm/d (CLM 1), rechts unten: Starkregen $N \geq 60$ mm/d (CLM 2)..... 23

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Beim Downscaling berücksichtigte Einzugsgebiete	2
Tabelle 2: Statistisch ermittelte Niederschlagshöhen für drei benachbarte Niederschlagsstationen im Raum Dortmund für die Dauerstufe $D = 2$ Stunden	19
Tabelle 3: Mögliche Zunahmen statistisch ermittelter Niederschlagshöhen bis zur Mitte des Jahrhunderts (2021 – 2050) gegenüber dem Referenzzeitraum (1961 – 1990)	20
Tabelle 4: Mögliche Zunahmen statistisch ermittelter Niederschlagshöhen bis zum Ende des Jahrhunderts (2071 – 2100) gegenüber dem Referenzzeitraum (1961 – 1990)	21

1 Einleitung

Im Rahmen des Forschungsvorhabens *dynaklim* wurden durch die dr. papadakis GmbH umfangreiche Datenaufbereitungen und Datenanalysen von Mess- und Modelldaten insbesondere zu den beiden Parametern Lufttemperatur und Niederschlag durchgeführt (QUIRMBACH et al., 2012, 2012a und 2012b). Die Ergebnisse dieser Analysen und die aufbereiteten Mess- und Modelldaten werden von den *dynaklim*-Projektpartnern für ihre Modellrechnungen und für die Entwicklung ihrer Anpassungsstrategien auf unterschiedlichste Art und Weise genutzt. Während für die eine Nutzergruppe Trendaussagen sowie Aussagen zu relativen und absoluten Unterschieden in der Zukunft ausreichend sind, benötigen gerade die Anwender von wasserwirtschaftlichen Modellen kontinuierliche Zeitreihen, insbesondere für den Parameter Niederschlag. Aufgrund der schnell ablaufenden Niederschlag-Abfluss-Prozesse in der stark urbanisierten Emscher-Lippe-Region (ELR) werden sowohl für die hydrologischen Gebietsmodelle und als auch für die Kanalnetzmodelle Niederschlagsinformationen benötigt, die eine wesentlich höhere zeitliche und räumliche Auflösung besitzen, als dies regionale Klimamodelle zur Verfügung stellen. Während die Modelldaten des verwendeten regionalen Klimamodells CLM (HOLLWEG et al., 2008, LAUTENSCHLAGER et al., 2009) eine zeitliche Auflösung von 1 Stunde bzw. 1 Tag besitzen, benötigen die zuvor genannten wasserwirtschaftlichen Modelle Niederschlagsinformationen mit einer zeitlichen Auflösung von mindestens 5 Minuten.

Bei der räumlichen Interpretation von Niederschlagsdaten werden auch heute noch vielfach punktuell an Niederschlagsstationen vorliegende Messdaten als uniforme Gebietsniederschläge auf den Raum (das Einzugsgebiet) übertragen. Aufgrund der hohen Stationsdichte in der ELR können in dieser Region häufig Zeitreihen mehrerer Stationen für ein Einzugsgebiet genutzt werden, sodass oftmals zumindest mit grob differenzierten räumlichen Niederschlagsinformationen gerechnet werden kann. Demgegenüber stehen die CLM-Modelldaten mit einer räumlichen Auflösung von $1/6^\circ$ (entsprechend ca. 14 km x 18 km in der ELR), die anders als die auf den Raum übertragenen Punktdaten der Niederschlagsstationen einen Mittelwert über diese Fläche darstellen. Die CLM-Modelldaten können somit keine kurzzeitigen und kleinräumigen Spitzenintensitäten des Niederschlages abbilden.

Um die CLM-Modelldaten und die darin enthaltenen Informationen zur zukünftigen Veränderung der Niederschlagscharakteristik auch für die Modellierung der kleinräumigen und schnell ablaufenden Prozesse nutzen zu können, ist daher ein weiterer Aufbereitungsschritt der CLM-Niederschlagsdaten erforderlich, das sogenannte Downscaling. Für den Downscaling-Prozess werden neben objektiven Wetterlagenklassifikationen (BISSOLI & DITTMANN, 2001) C-Band-Radarniederschlagsdaten des Standortes Essen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) genutzt. Diese Radarniederschlagsdaten besitzen die geforderte zeitliche Auflösung von 5 Minuten und eine sehr hohe räumliche Auflösung von 1 km x 1 km, die eine besonders gute Abbildung der räumlichen Niederschlagsverteilung ermöglicht. Exemplarisch wird das Downscaling für drei jeweils ca. 70 km² große Einzugsgebiete in den Städten Duisburg, Dortmund und Bönen durchgeführt. Die Darstellung der verwendeten Daten, der darauf aufbauende Downscaling-Prozess sowie die Plausibilitätsprüfung und Interpretation der Ergebnisse bilden den Schwerpunkt dieser *dynaklim*-Publikation.

Die durch das Downscaling erzielte hohe zeitliche und räumliche Auflösung der Niederschlagsdaten hat lange Rechenzeiten der wasserwirtschaftlichen Modelle zur Folge. Außerdem ist die Aufbereitung der Berechnungsergebnisse bei Langzeitsimulationen (partielle Serie oder Kontinuum) mit hohem Aufwand verbunden. Für einfache Systeme (z. B. Dimensionierung von Regenwasserversickerungsanlagen) und erste Abschätzungen zum Systemverhalten komplexerer Systeme (z. B. Kanalnetze) werden auch statistisch abgeleitete Modellregen für Modellrechnungen verwendet. Um bei solchen Modellrechnungen auf Basis von Modellregen die Auswirkungen des Klimaänderungssignals berücksichtigen zu können, wird daher im zweiten Teil dieser Publikation ein pragmatischer Ansatz beschrieben, der die Abschätzung einer Bandbreite möglicher Veränderungen durch das Klimaänderungssignal bei der Verwendung von Modellregen ermöglicht.

2 Datenbasis

Im Verbundforschungsvorhaben *dynaklim* wurde als einheitliche Datengrundlage für die Projektionen in die Zukunft das regionale Klimamodell CLM (LAUTENSCHLAGER et al., 2009) gewählt. Die beiden in *dynaklim* verwendeten Realisierungen CLM_C20_1_D3 und CLM_C20_2_D3 (C20-Läufe) des regionalen Klimamodells CLM beginnen ihre Simulationen im Jahr 1850 mit einem Anfangszustand aus einem langen prä-industriellen Gleichgewichtslauf und unterscheiden sich lediglich in diesem unterschiedlich gewählten Anfangszustand aus dem Gleichgewichtslauf. Bis ins Jahr 2000 werden die Modellrechnungen mit den weltweit beobachteten Treibhausgaskonzentrationen durchgeführt. Die beiden Zustände am Ende des 20. Jahrhunderts werden dann wiederum als Initialisierung für die Klimaprojektionen bis ins Jahr 2100 genutzt, bei denen dann die Treibhausgaskonzentrationen des SRES-Emissionsszenario A1B berücksichtigt werden (HOLLWEG et al., 2008; HENNEMUTH et al., 2009). Die beiden resultierenden Datenreihen über den berücksichtigten Gesamtzeitraum 1961 – 2100 werden im Folgenden kurz CLM1 und CLM2 genannt.

Für die siedlungswasserwirtschaftlichen Untersuchungen wurden von den Projektpartnern in *dynaklim* drei jeweils ca. 70 km² große Einzugsgebiete in den Städten Duisburg, Dortmund und Bönen ausgewählt (Tabelle 1). Die korrespondierenden CLM-Rasterfelder sind in Abbildung 1 gelb umrandet. Während die Einzugsgebiete in Duisburg und Bönen in jeweils einem CLM-Rasterfeld liegen, erstreckt sich das Einzugsgebiet in Dortmund über zwei CLM-Rasterfelder.

Für die Abschätzung und Berücksichtigung des Klimaänderungssignals bei den Modellregen wurden mittlere Veränderungen über 18 CLM-Rasterfelder in der gesamten ELR ermittelt (Abbildung 1, rote Umrandung). Um Unterschiede in den ermittelten Niederschlagsstatistiken aufgrund des Klimaänderungssignals und aufgrund einer natürlichen räumlichen Niederschlagsvariabilität differenzieren zu können, wurden für den Referenzzeitraum (1961 – 1990) zusätzlich Niederschlagsmessdaten an den rot markierten Stationen in Abbildung 1 untersucht.

Tabelle 1: Beim Downscaling berücksichtigte Einzugsgebiete

Einzugsgebiet	CLM-Rasterfeld	Einzugsgebietsgröße
Duisburg	GP_085_088	76 km ²
Dortmund	GP_085_091	70 km ²
	GP_086_091	
Bönen	GP_086_093	75 km ²

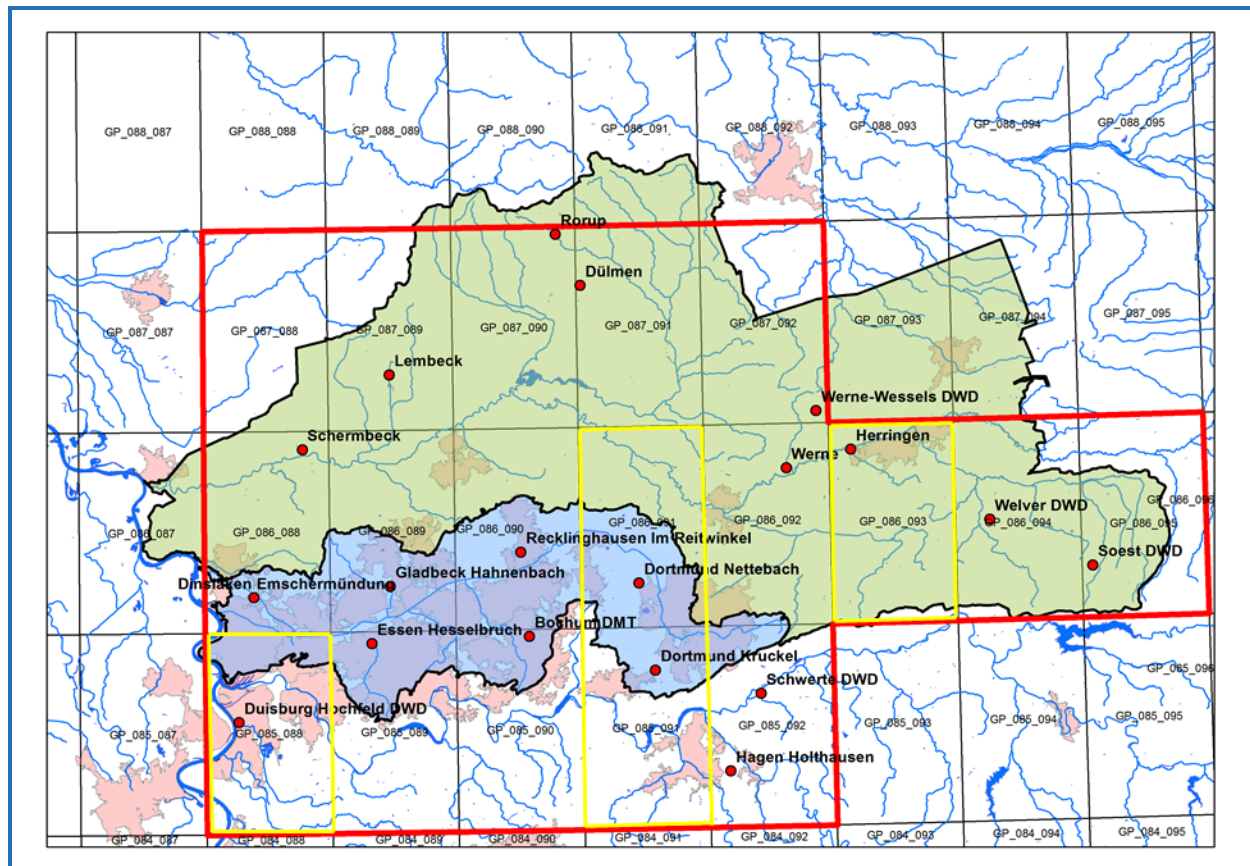


Abbildung 1: Lage der untersuchten Einzugsgebiete und der korrespondierenden CLM-Rasterfelder für den Downscaling-Prozess (gelbe Umrandung) und für die Berücksichtigung des Klimaänderungssignals bei den Modellregen (rote Umrandung); die für die Bewertung des Klimaänderungssignals berücksichtigten Messstationen sind rot markiert

Weiter lagen für das Downscaling Radardaten des Radarstandortes Essen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) im Zeitraum November 2000 bis Oktober 2009 zu Grunde, die für die Emschergenossenschaft und den Lippeverband korrigiert und mit geprüften Regenschreiberdaten angeeicht wurden. Diese Daten haben einen Zeitschritt von 5 Minuten und eine räumliche Auflösung von $1^\circ \times 1 \text{ km}$, d. h. bis zu einer Entfernung vom Radarstandort von ca. 50 km mehr als einen Messwert pro Quadratkilometer.

Darüber hinaus wurden für die Überprüfung der Repräsentativität der Radardaten im relativ kurzen Zeitraum 2000 – 2009 und für die Überprüfung der Downscaling-Ergebnisse bis zu 28 Niederschlagsstationen von Emschergenossenschaft und Lippeverband in unterschiedlichen Zeitfenstern verwendet.

Letztlich wurden auch die objektiven Wetterlagenklassifikationen des DWD verwendet, die als Tagesauswertungen sowohl für die Messdaten als auch für die Klimaprojektionen vorlagen. Letztere wurden im Rahmen des Projektes KLIWAS erstellt und dem Projekt *dynaklim* zur Verfügung gestellt.

Weitere Details zu den Daten und ihren Eigenschaften sind in Kapitel 3 zu finden.

3 Downscaling mit Hilfe von Wetterradardaten und objektiven Wetterlagenklassifikationen

Um Ergebnisse aus globalen und regionalen Klimamodellen für hydrologische Anwendungen einsetzen zu können, müssen sowohl räumliche als auch zeitliche Skalenunterschiede überbrückt werden. Es wurde ein statistisches Downscalingverfahren entwickelt, das ausgehend von Niederschlagsdaten des regionalen Klimamodells CLM (2 Läufe, Szenario A1B) fein aufgelöste Niederschlagsdaten erzeugt. Das Verfahren basiert auf der Analogmethode (ZORITA & VON STORCH, 1999) mit den Prädiktoren Niederschlag (Tagessummen auf CLM-Gitterpunkten) und objektive Wetterlagenklassen (DWD), d. h. anhand der Tagessummen und objektiven Wetterlagenklassen wird für jeden Tag im Modell ein historischer Tag aus den Messungen gefunden, der die gewünschte feinere räumliche und zeitliche Auflösung der Daten besitzt. Diese ähnlichen Tage aus dem Zeitraum 2001 – 2009 werden mithilfe von korrigierten und angeeichten Radardaten des DWD-Radars Essen und DWD-Messungen der objektiven Wetterlagenklassen ermittelt. Die Radardaten werden verwendet, um hoch aufgelöste Niederschlagsdaten (1 km², Zeitschritt 5 Min.) mit natürlichen räumlichen und zeitlichen Korrelationen zu erzeugen. Für drei Einzugsgebiete in Nordrhein-Westfalen wurden für den Referenzzeitraum (1961 – 1990) sowie die Nahe Zukunft (2021 – 2050) und die Ferne Zukunft (2071 – 2100) Datensätze erstellt, die jeweils die 300 höchsten Starkregenereignisse in den genannten Zeiträumen enthalten.

In den Kapiteln 3.1 und 3.2 werden zunächst die verwendeten Beobachtungsdaten der Radarmessung und die objektiven Wetterlagenklassen vorgestellt. Das mehrstufige Downscaling-Verfahren und die Ergebnisse werden anschließend in den Kapiteln 3.3 – 3.5 beschrieben.

3.1 Kurze Einführung in das Messprinzip der Radarniederschlagsmessung

Das Wetterradar misst Niederschlag mit einer indirekten Messmethodik. Dabei wird ein fein gebündelter elektromagnetischer Strahl vom Radar ausgesandt, und die Reflektion des Strahls an den Objekten, die er auf seinem Weg trifft, wird vom Radar gemessen. Diese Reflektion beruht in der Atmosphäre meist auf Niederschlag, aber auch andere Objekte wie Flugzeuge, Vögel und Insekten reflektieren den Radarstrahl. Messwerte, die nicht dem Niederschlag zuzuordnen sind, müssen für die Niederschlagsmessung aus den Daten herausgefiltert werden.

Die Radarmessung hat eine sehr hohe räumliche Auflösung mit einem Messwert pro 1° x 1 km – diese Messung wird üblicherweise alle 5 Minuten wiederholt (Abbildung 2 und Abbildung 3).

In Deutschland betreibt der DWD ein Netz von 17 Radarstationen, um für das Land flächendeckend den Niederschlag zu messen (Abbildung 4). Die Reichweite der Radardaten des DWD für den Zeitraum 2000 bis 2010 besitzt einen Radius von 128 km um jeweils einen Standort. Für die neuen Radargeräte, die ab 2012 die alten Geräte ersetzen, sollen die Daten bis zu 150 km weit nutzbar sein.

Für die gemessene Reflektivität gibt es keine direkte Funktion, um die Werte in Regenintensitäten umzurechnen. Das Verhältnis zwischen Reflektivität und Intensität hängt von der Tropfengrößenverteilung des Niederschlages ab, da große Tropfen den Radarstrahl stärker reflektieren als kleine Tropfen. Damit sind mittlere Umrechnungen zwischen beiden Größen mit Unsicherheiten versehen. Zusätzlich ist die Umrechnung nicht-linear, so dass große Unsicherheiten insbesondere bei hohen Niederschlagsintensitäten auftreten (Abbildung 5).

Um aus den Radarmessungen besser belastbare, quantitative Werte zu erhalten, werden sie mit Hilfe von Bodenmessungen, d. h. in der Regel Regenschreibern, abgeglichen oder „angeeicht“. Dieses Verfahren besteht darin, dass die Radardaten aufgrund der Bodenwerte dahingehend verändert werden, dass beide Datenquellen konsistent miteinander übereinstimmen. Hierfür gibt es verschiedene Verfahren, die in der heutigen Praxis angewandt werden. Eine Übersicht findet sich in (GOUDENHOOFDT & DELOBBE, 2009).

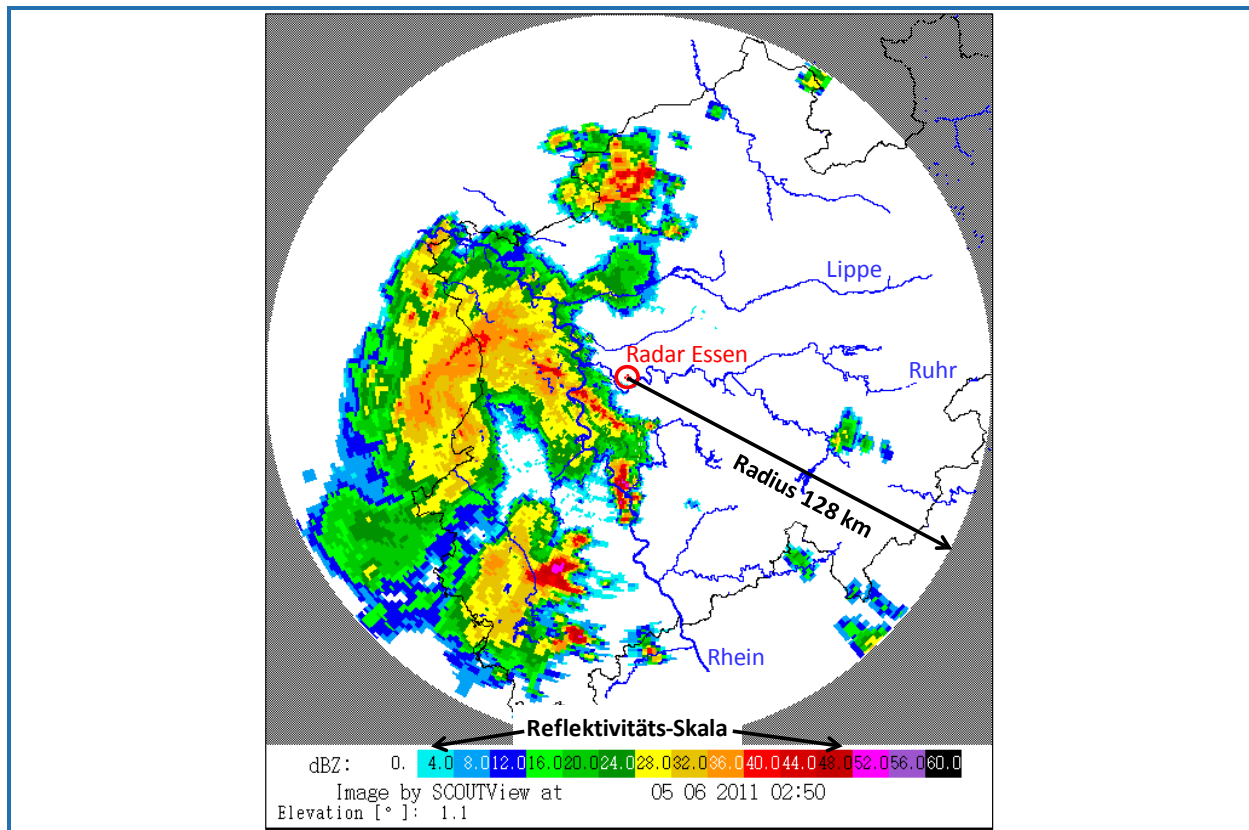


Abbildung 2: Messkreis um den Radarstandort Essen

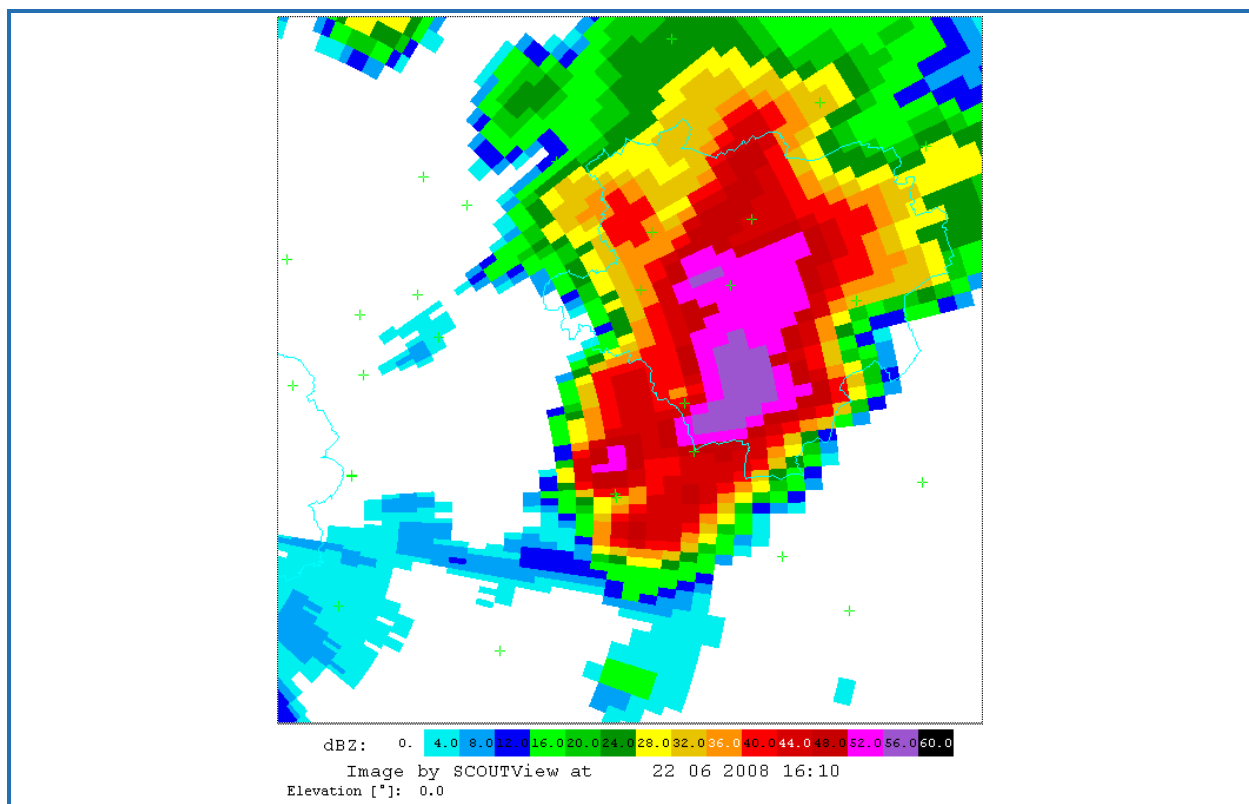


Abbildung 3: Ausschnitt in östlicher Richtung aus dem Radarbild des Radars Essen; Größe der Messpunkte: 1° x 1 km

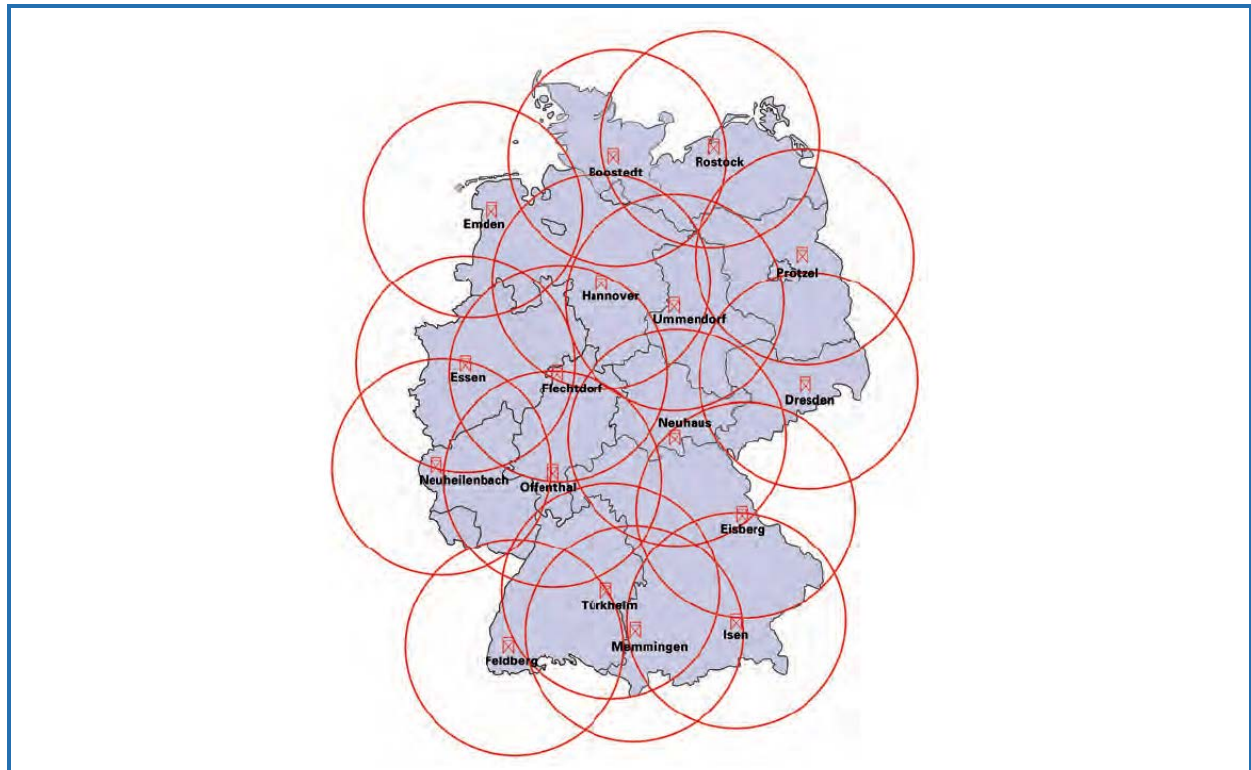


Abbildung 4: Übersicht über die 17 Radarstandorte in Deutschland mit einer Reichweite von jeweils 150 km (DWD, 2013)

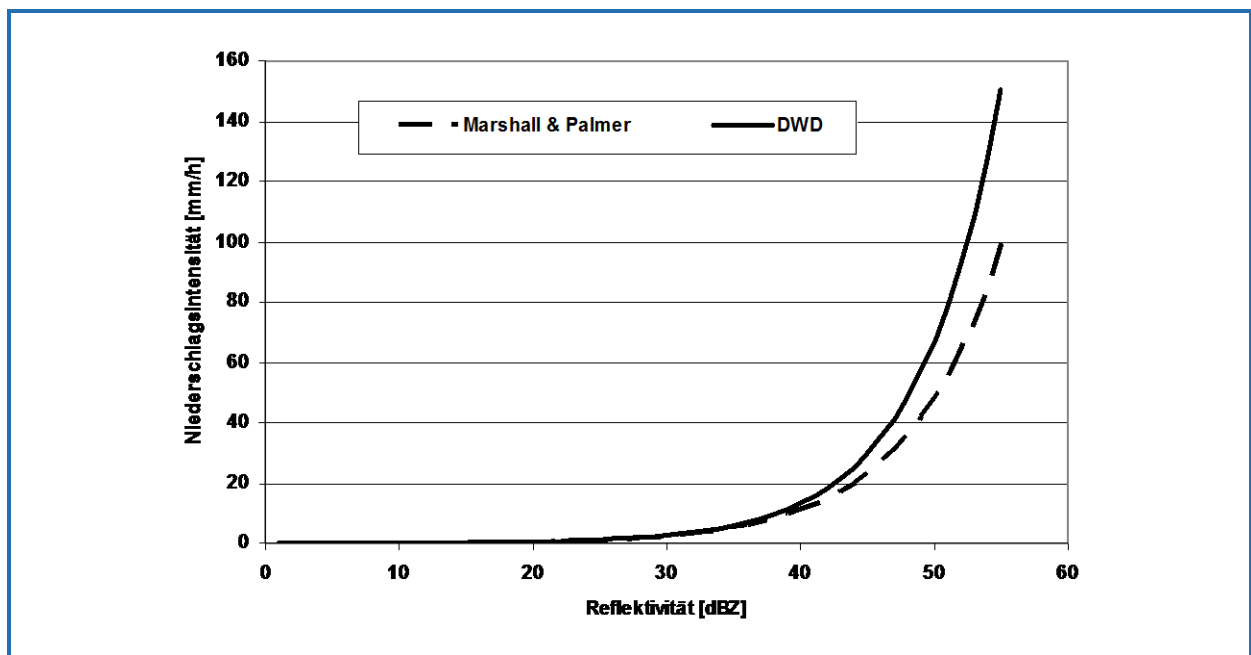


Abbildung 5: Beziehung zwischen der Reflektivität in dBZ und der Niederschlagsintensität in mm/h am Beispiel zweier empirischer Beziehungen: der Marshall-Palmer-Beziehung und der DWD-Beziehung für konvektive Ereignisse (QUIRMBACH, 2003)

Die in *dynaklim* verwendeten Radardaten stammen aus einem Projekt zur Erstellung einer zehnjährigen, zeitlich und räumlich hochaufgelösten Datenbasis für zehn Wasserverbände in NRW, das Ende 2011 abgeschlossen wurde (FRERK et al., 2012). Dabei wurden Radardaten der Standorte Essen, Neuheilenbach und Flechtdorf des DWD und Regenschreiberdaten von über 500 Stationen von den Wasserverbänden in Nordrhein-Westfalen (NRW) und dem Land NRW genutzt. Diese Grundlagendaten, sowohl die Radarmessungen als auch die Niederschlagsdaten aus Regenschreibern, wurden intensiv qualitätsgeprüft und korrigiert. Resultat sind verlässliche und hoch aufgelöste Niederschlagsdaten von 11/2000 bis 10/2010 über eine Fläche von über 20.000 km².

Die erstellten Daten wurden für die einfachere Berechnung in *dynaklim* von 1° x 1 km auf 1 km x 1 km übertragen. Sie haben einen Zeitschritt von 5 Minuten. Weitere Einzelheiten zur Radarmessung sind in der VDI-Richtlinie VDI 3786 Blatt 20 (2013) zu finden.

3.2 Kurze Einführung in die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD

Die objektive Wetterlagenklassifikation ist ein Klassifizierungsschema, das von BISSOLI und DITTMANN (2001) beim Deutschen Wetterdienst entwickelt wurde.

Das Ziel ist, Wetterlagen auf objektive Art und Weise voneinander unterscheidbar zu machen, ohne dass ein Meteorologe die Wettersituation manuell analysieren muss. Das hier genutzte Schema (KRAHÉ et al., 2011) unterscheidet zwischen

- Advektion, d. h. Verlagerung von Wettersystemen (z. B. Hochdrucksystem, Tiefdrucksystem). Hier werden fünf Fälle unterschieden: die vier Anströmrichtungen NO, NW, SW und SO sowie für nicht entscheidbare Richtungen der Fall XX.
- Zyklonalität, d. h. die Unterscheidung zwischen Hochdruck- und Tiefdruckgebieten (A – antizyklonal (Hochdruck) bzw. Z – zyklonal (Tiefdruck)) in Bodennähe und in der mittleren Troposphäre.
- Feuchte, um zwischen trockenen und nassen Wetterlagen unterscheiden zu können. Hier wird ein Feuchtwert dann als trocken (T) bezeichnet, wenn er trockener ist als das langjährige Mittel, sonst als feucht (F).

Daraus ergibt sich für jede so gebildete objektive Wetterlagenklasse (oWLK) eine Charakterisierung, die sich mit den oben angegebenen Kürzeln beschreiben lässt. So ist die Wetterlagenklasse XXAAT eine Wetterlagenklasse ohne vorherrschende Windrichtung mit Hochdruck in Bodennähe und in der mittleren Troposphäre, die trocken ist. Aus sämtlichen Kombinationen der genannten Kriterien ergeben sich insgesamt 40 verschiedene objektive Wetterlagenklasse.

Diese Einteilung führt zu sehr unterschiedlichen Häufigkeiten der oWLK, da die Auftretenshäufigkeiten bei der Klasseneinteilung keine Rolle spielten. Die Unterschiede in der Häufigkeit sind in Abbildung 6 für den Zeitraum 1979 – 2000 als Vergleich zwischen den Analysen der Messdaten und den drei Realisierungen von ECHAM5 dargestellt, dem Globalmodell zur Klimaprojektion, auf dem die Berechnungen des Regionalmodells CLM beruhen.

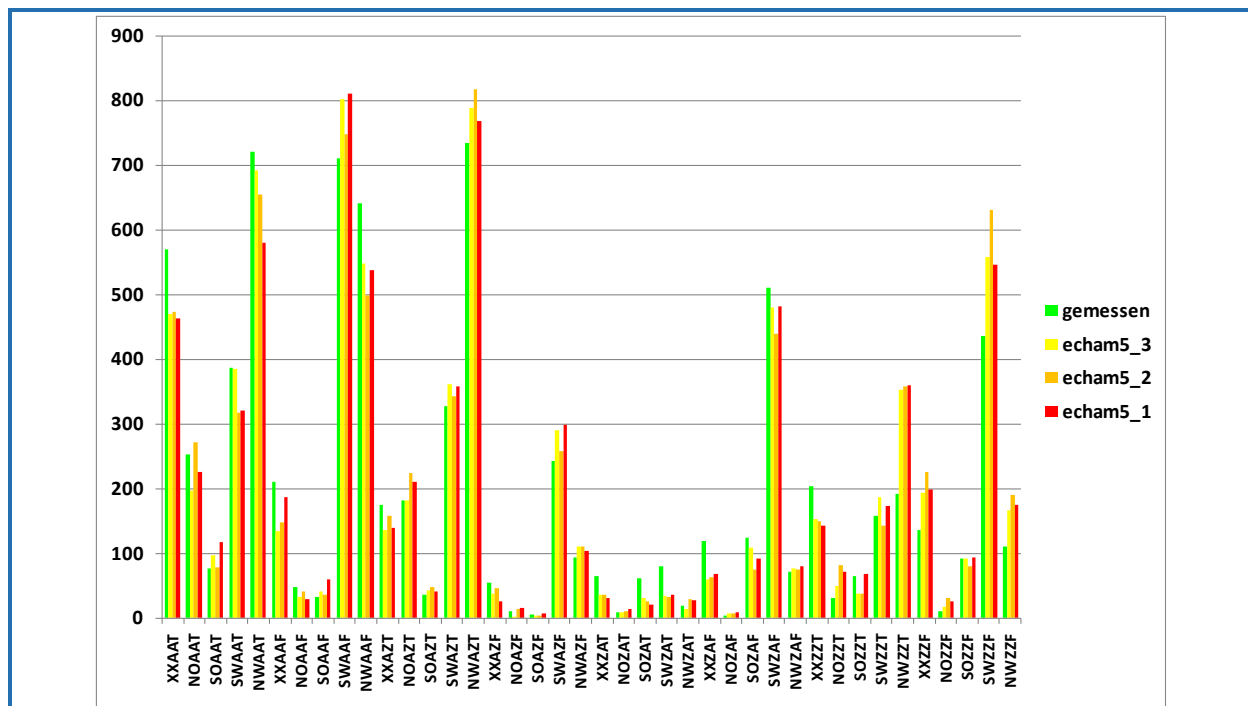


Abbildung 6: Häufigkeit der verschiedenen objektiven Wetterlagenklassen zwischen 1979 und 2000 für Beobachtungen und Modellergebnisse aus drei Modellläufen von ECHAM5

3.3 Erläuterung der Downscaling-Methodik

3.3.1 Einleitung

Um hydrologische Modelle für die Auswertung von Daten aus Klimaprojektionen nutzen zu können, müssen räumliche und zeitliche Skalenunterschiede überbrückt werden. Das regionale Klimamodell CLM liefert Daten auf einem Raster mit Gitterweite $1/6^\circ$, ein Gitterpunkt hat somit eine Fläche von ca. 300 km². Abbildung 7 veranschaulicht den Skalenunterschied zwischen Radardaten (1 km x 1 km) und CLM-Daten. Die räumliche Struktur des Niederschlags ist für das dargestellte konvektive Ereignis sehr viel feiner als die Auflösung des CLM-Rasters.

Um von Tagessummen auf dem CLM-Gitter zu 5-Minutenwerten auf einem Kilometerraster zu kommen, wird ein statistisches Downscalingverfahren verwendet. Statistische Downscalingverfahren nutzen statistische Beziehungen zwischen Daten auf verschiedenen Skalen, um Daten mit hoher Auflösung zu erzeugen. Die statistischen Beziehungen werden aus Beobachtungen abgeleitet.

Die Verfahren basieren auf der Annahme, dass sich die kleinräumigen Prozesse in Abhängigkeit von Daten auf der größeren Skala und statistischen Zusammenhängen zwischen den Skalen beschreiben lassen. Bei der Anwendung auf Projektionsdaten von Klimamodellen liegt außerdem die Annahme zugrunde, dass sich die statistischen Beziehungen zwischen den Skalen unter zukünftigen Bedingungen nicht oder nur unbedeutend ändern.

Nach einer Studie von THEMEßL et al. (2012) schneiden empirische statistische Downscalingmethoden wie die Analogmethode, Quantile Mapping und „Local intensity downscaling“ in Hinblick auf Extremereignisse besser ab als Regressions-basierte Downscalingmethoden.

Ein zentraler Punkt für das in *dynaklim* entwickelte Downscaling-Verfahren ist, dass die Ergebnisse des Verfahrens wichtigen Kriterien aus der Hydrologie genügen sollen. Insbesondere sollen kurze Starkregenereignisse räumlich und zeitlich realistisch dargestellt und konsistente Extremwertstatistiken erzeugt werden.

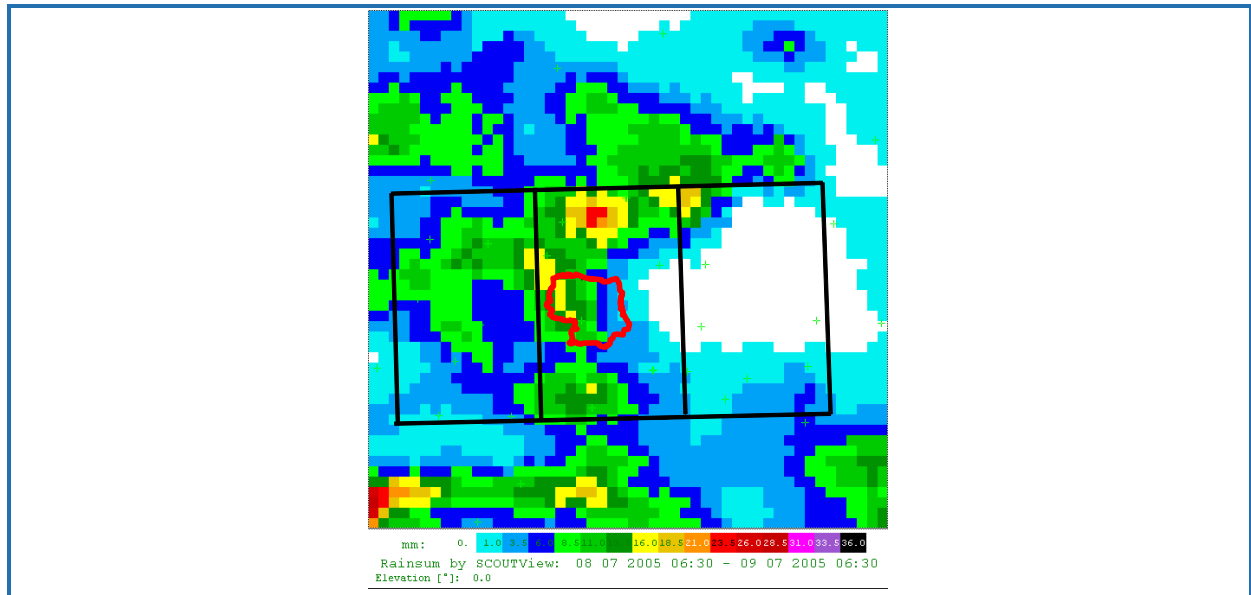


Abbildung 7: Tagessummen Niederschlag aus der Radarmessung vom 08.07.2005. Eingezeichnet sind das Einzugsgebiet Bönen (rot) und CLM-Gitterpunkte (schwarz). Die Tagessummen im Einzugsgebiet Bönen (rot) betragen zwischen 3 mm und 18 mm.

Vor diesem Hintergrund wurde ein empirisches statistisches Downscalingverfahren entwickelt. Als Beobachtungsdaten wurden angeeichnte Radardaten vom DWD-Radar Essen (Kapitel 3.1) verwendet. Diese wurden einerseits zur direkten Vergleichbarkeit mit den CLM-Daten auf das CLM-Gitter (Flächenmittel, 24 h-Summen) umgerechnet. Andererseits wurden sie in der hohen Auflösung (5 min, 1 km x 1 km) verwendet, um als Endprodukt hochaufgelöste Zeitreihen zu erzeugen.

3.3.2 Untersuchungsgebiet

Für drei Einzugsgebiete bei Dortmund, Duisburg und Bönen (70 – 76 km² Fläche) wurde das Downscaling Verfahren durchgeführt (siehe Abbildung 1). Um die für das Downscaling benötigten statistischen Beziehungen zwischen Modell- und Beobachtungsdaten herzuleiten, wurden Daten innerhalb eines größeren Gebietes in der ELR genutzt. Dieses besteht aus 10 CLM-Gitterpunkten mit ähnlicher Orographie und ähnlichen Niederschlagscharakteristiken. Die so abgeleiteten statistischen Beziehungen sind robuster als Beziehungen, die nur auf den Daten im jeweiligen Einzugsgebiet basieren. Damit geben die Ergebnisse des Downscaling allerdings die regionale Niederschlagscharakteristik wieder und nicht spezielle lokale Ergebnisse für jedes der drei Einzugsgebiete.

3.3.3 Methode

Das Downscaling-Verfahren besteht aus mehreren Stufen, um ausgehend von den CLM-Daten zu einem hochaufgelösten Datensatz zu gelangen. Ein Schema des Verfahrens ist in Abbildung 8 dargestellt.

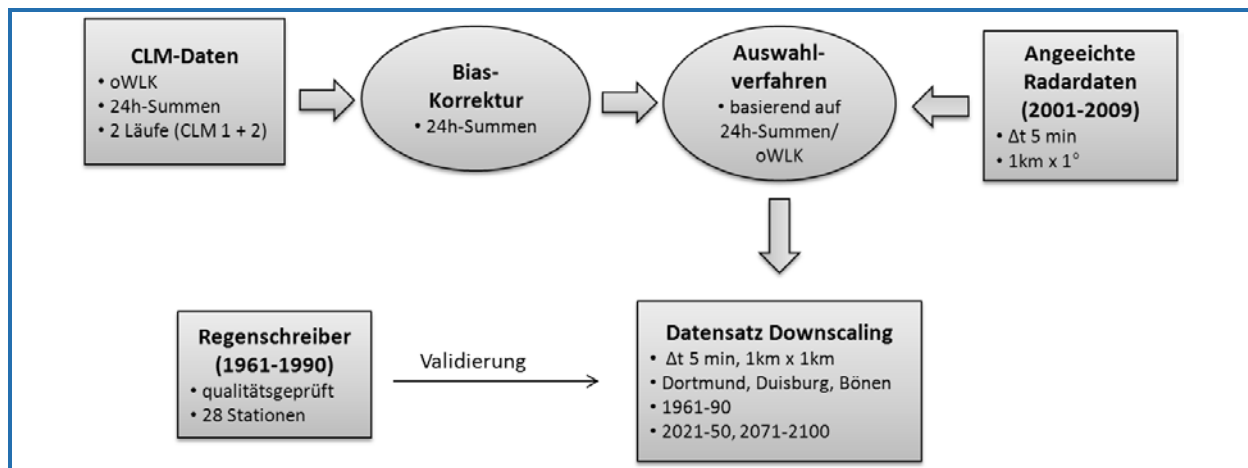


Abbildung 8: Schema zum Downscaling-Verfahren mit Radardaten

1. Bias-Korrektur der CLM-Tagessummen

In Daten aus regionalen Klimamodellen treten häufig systematische Abweichungen zu Beobachtungsdaten auf. Der zeitunabhängige Modellfehler wird als Bias bezeichnet. Eine Korrektur des Modell-Bias erfolgte nach PIANI et al. (2010). Dabei wird die kumulierte Wahrscheinlichkeitsverteilung von Modell- und Messdaten über einen ausreichend langen Zeitraum verglichen und die Verteilung der Modelldaten mithilfe einer Korrekturfunktion an die Messdaten angeglichen.

In Abbildung 9 und Abbildung 10 ist die kumulierte Wahrscheinlichkeitsverteilung über die 10 Gitterpunkte für den Zeitraum von 2001 – 2009 dargestellt, aus den angezeichneten Radardaten (Flächenmittel) sowie den Daten in CLM 1 und 2. Tagessummen < 10 mm treten in den CLM-Daten häufiger auf als in den Radardaten. Tagessummen von 10 – 25 mm sind dagegen in den Radardaten etwas häufiger. Gerade für die höheren Tagessummen kann auf Grundlage dieser Daten nicht unterschieden werden, inwieweit die Abweichungen zwischen Modell und Beobachtung auf einen systematischen Modellfehler oder eine dekadische Variabilität zurückzuführen sind. Insbesondere für sehr hohe Tagessummen (> 30 mm im Flächenmittel über den CLM-Gitterpunkt, entsprechend den höchsten 0,2 % der Tagessummen) ist der Unterschied zwischen CLM 1 und CLM 2 größer als zwischen CLM- und Radardaten.

Anhand einer Stichprobe von drei Stationen wurde daher untersucht, wie sehr sich der Beobachtungszeitraum 2001 – 2009 vom Zeitraum 1960 – 2009 unterscheidet. Die kumulierten Wahrscheinlichkeitsverteilungen sind in Abbildung 11 und 12 dargestellt. Da es sich bei den Stationsdaten um Punktdaten statt um Flächenmittel handelt, fallen die extremen Niederschläge höher aus als die in Abbildung 9 und Abbildung 10 dargestellten Niederschläge von Radar und CLM. Mittelhohe Tagessummen zwischen 10 mm und 25 mm treten im Zeitraum 2001 – 2009 etwa häufiger auf als im Zeitraum 1960 – 2009. Für niedrige und hohe Tagessummen > 25 mm gibt es kaum Abweichungen zwischen den Wahrscheinlichkeitsverteilungen. Da in Hinblick auf das Downscaling vor allem die hohen Tagessummen von Bedeutung sind, wird angenommen, dass der Beobachtungszeitraum 2001 – 2009 für die Bias-Korrektur ausreichend geeignet ist. Um den Einfluss der dekadischen Variabilität in den CLM-Daten zu verringern, wurde der Zeitraum der in die Bias-Korrektur eingehenden CLM-Daten nach vorne und hinten verlängert, auf 1994 – 2018.

Die Korrekturfunktion wurde numerisch als „Look-up-table“ bestimmt und auf die CLM-Daten im Referenzzeitraum und in der Nahen und Fernen Zukunft angewandt.

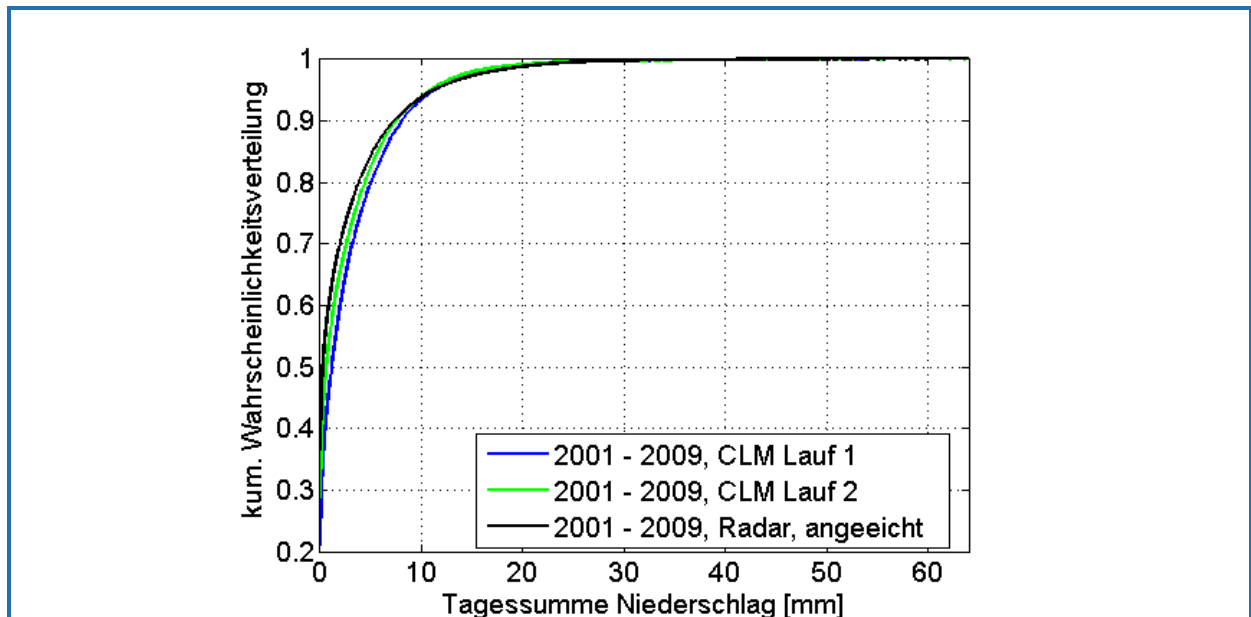


Abbildung 9: Kumulierte Wahrscheinlichkeitsverteilung der Tagessummen in CLM und angeeichten Radardaten

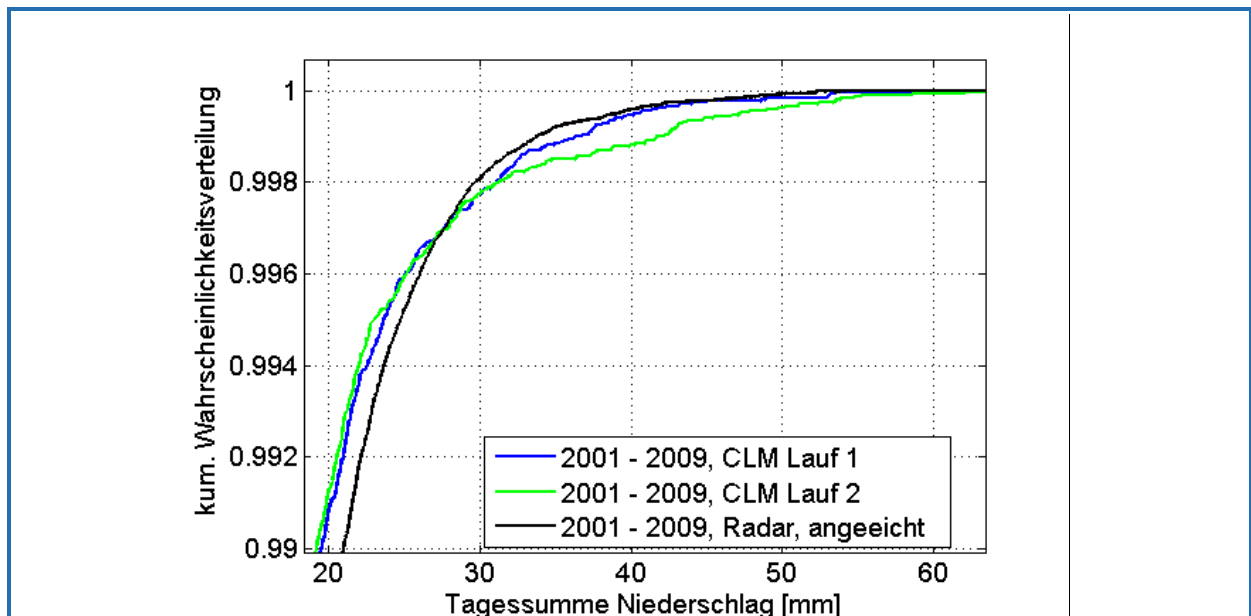


Abbildung 10: wie Abbildung 9, Zoom auf die höchsten 1% der Tagessummen

2. Resampling der Zeitreihen für die drei Gitterpunkte (Einzugsgebiete)

Die Zeitreihen der CLM-Tageswerte an den einzelnen Gitterpunkten zeigen Abweichungen vom Mittel der Region (bezüglich der kumulierten Niederschlagsverteilungen über jeweils 30 Jahre und den daraus resultierenden Trends). Da räumliche Unterschiede innerhalb der Region vom Modell CLM nicht genau aufgelöst werden, wird davon ausgegangen, dass diese Abweichungen überwiegend zufällig sind. Um mittlere Daten für die Region als Ausgangsbasis für das Downscaling nutzen zu können, wurden die CLM-Zeitreihen an den Gitterpunkten über den Einzugsgebieten mit der mittleren Wahrscheinlichkeitsverteilung des Niederschlags resampled. Dabei wurde die zeitliche Abfolge der Tage in der jeweiligen Zeitreihe beibehalten und die Niederschlagshöhe so geändert, dass die Häufigkeitsverteilung des Niederschlags über 30 Jahre dem Mittelwert der Häufigkeitsverteilungen von allen 10 Gitterpunkten entspricht.

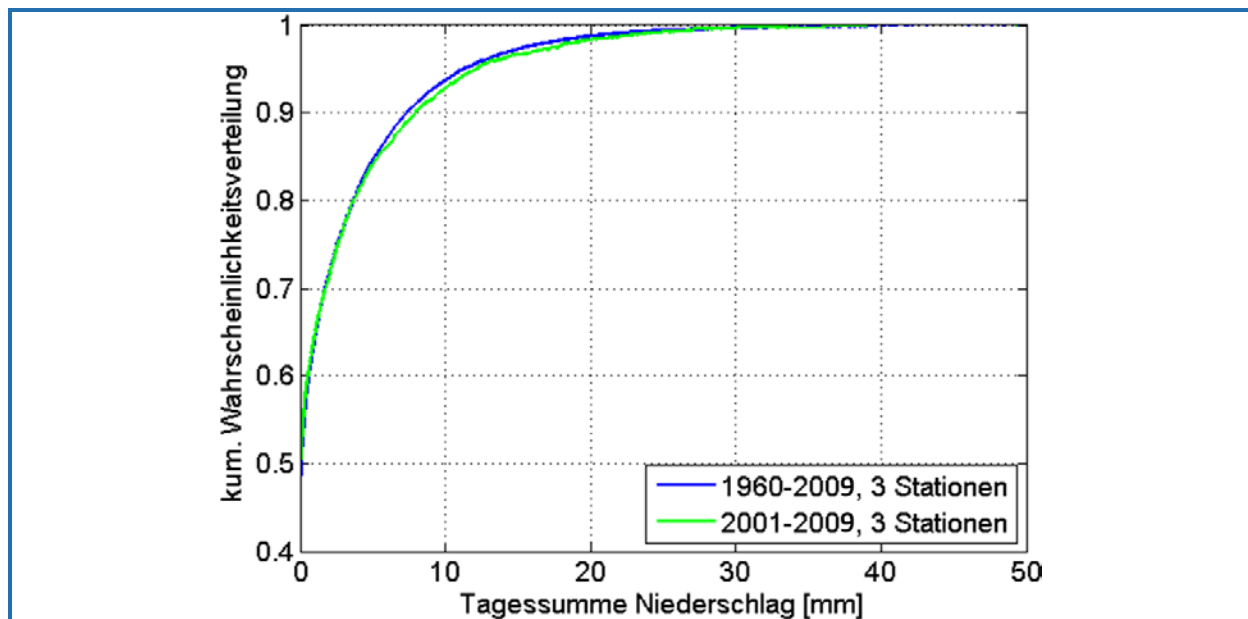


Abbildung 11: Kumulierte Wahrscheinlichkeitsverteilung der Tagessummen von drei Regenschreiberstationen

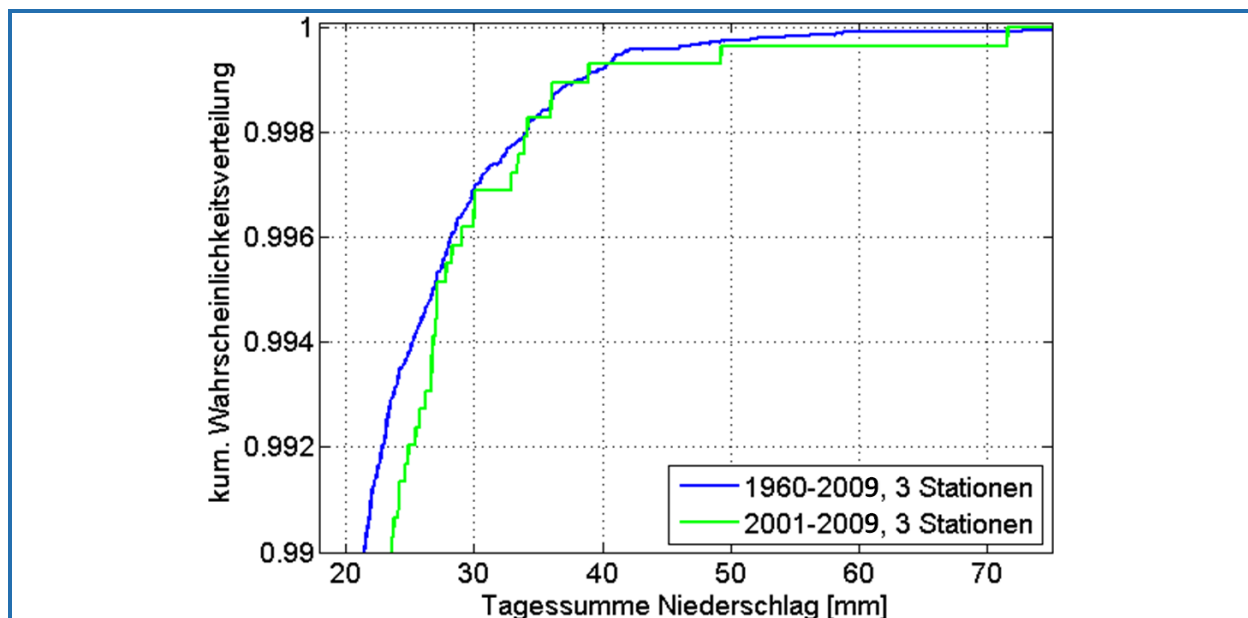


Abbildung 12: wie in Abbildung 11, Zoom auf die höchsten 1 % der Tagessummen

3. Auswahlverfahren zur Zuordnung von ähnlichen Tagen

Zu jedem Tag in den CLM-Daten werden in einem Auswahlverfahren ähnliche (analoge) Tage im Messzeitraum gesucht. Kriterien für die Bestimmung eines ähnlichen Tages sind: die gleiche oWLK und eine ähnliche Niederschlags-Tagessumme (Tagessumme innerhalb eines schmalen Wahrscheinlichkeitsintervalls um den vorgegebenen Wert). Aus den Ereignissen im Beobachtungszeitraum, auf die die Kriterien zutreffen, wird zufällig ein Ereignis gezogen. Wenn kein passendes Ereignis gefunden wird, wird das Intervall schrittweise vergrößert und die benachbarten objektiven Wetterlagenklassen werden mit einbezogen.

Um die Datenbasis zu vergrößern, werden die Radardaten innerhalb der 10 Gitterpunkte des Untersuchungsgebiets verschoben. Dadurch können den CLM-Daten auch Ereignisse zugeordnet werden, die an einem anderen Ort in der Region stattgefunden haben.

Der Auswahlprozess wird jeweils für 30 Jahre durchgeführt. Die Zuordnungen werden geprüft auf:

- Häufigkeit der Verwendung eines Radarereignisses (max. drei Mal pro 30-Jahres-Zeitraum)
- Auftreten des „Selection Effect“ (vgl. YOUNG, 1994). Dieser entsteht durch enge Vorgaben im Auswahlprozess und führt – wenn es im Beobachtungszeitraum keine ausreichende Auswahl an Ereignissen gibt – zu einer zu seltenen Auswahl bestimmter Ereignisse, wobei insbesondere die Auswahl von Extremereignissen betroffen ist.
- Abweichung der 24h-Summe eines Ereignisses größer als 4 mm

Bei 2 – 4 Ereignissen pro Auswahlzeitraum traten Abweichungen über 4 mm auf. In diesen Fällen wurde das zugeordnete Radarereignis mit einem konstanten Faktor verändert, um die Tagessumme aus dem Modellereignis zu erreichen. Ein Beispiel der Verteilung von Tagessummen und objektiven Wetterlagenklassen vor und nach dem Auswahlverfahren ist in Abbildung 13 und Abbildung 14 dargestellt.

4. Erzeugung der hochaufgelösten Zeitreihen

Aus jedem der 30-Jahres-Zeiträume wurden die höchsten 300 Starkregenereignisse ausgewählt, basierend auf den höchsten 4h-Summen im jeweiligen Einzugsgebiet. Ausgehend von den Radardaten wurden zu diesen Ereignissen mit der Software SCOUT (HYDRO & METEO, 2009) Zeitreihen im Einzugsgebiet erzeugt (für jedes 1 km² - Feld, Zeitschritt 5 min) und nach Aquazis (AQUA_PLAN, 2011) importiert.

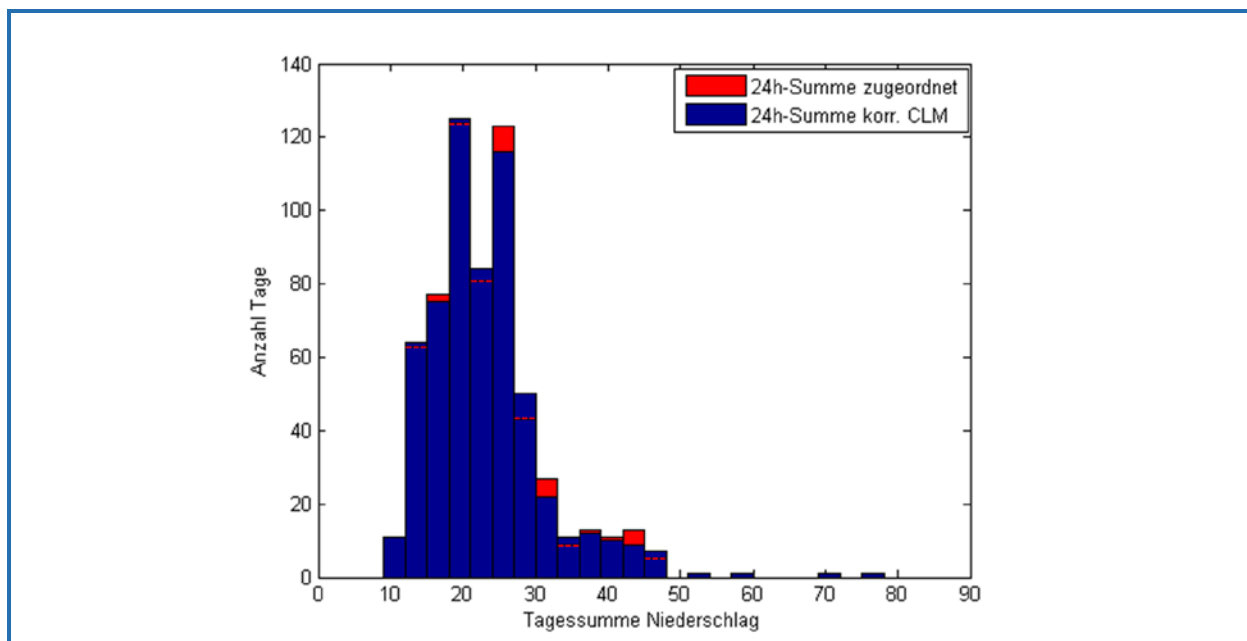


Abbildung 13: Tagessumme Niederschlag: Verteilung vor und nach der Zuordnung von ähnlichen Tagen im Messzeitraum für einen Beispielszeitraum

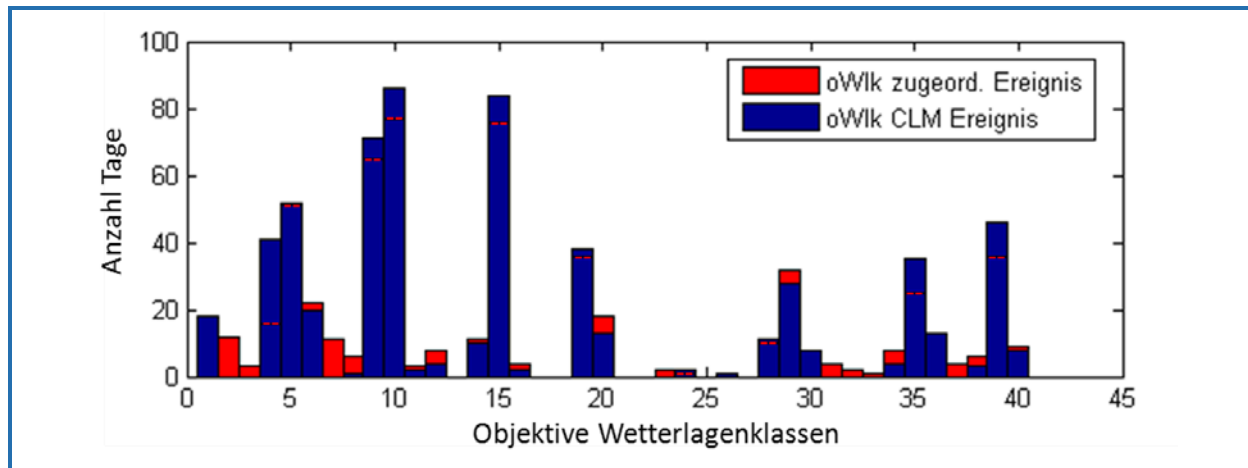


Abbildung 14: Verteilung der objektigen Wetterlagenklassen vor und nach der Zuordnung von ähnlichen Tagen

3.4 Darstellung der Ergebnisse

Mit den hochaufgelösten Niederschlagsdaten wurden extremwertstatistische Auswertungen der Starkniederschläge im Referenzzeitraum, der Nahen und der Fernen Zukunft durchgeführt. Aus den Zeitreihen der 1 km² – Felder in den drei Einzugsgebieten wurden mit Aquazis die Starkniederschlagsstatistiken nach Wiederkehrzeit und Dauer (DWA, 2012) erstellt. Die Ergebnisse im Referenzzeitraum sind in Abbildung 15 für die Dauerstufe 1 h, Wiederkehrzeit 5 a dargestellt. Dazu ist das Ergebnis von 28 geprüften Stationen im Untersuchungsgebiet über den gleichen Zeitraum eingezeichnet. Die Ergebnisse des Downscaling-Verfahrens zeigen eine deutliche kleinräumige Variabilität zwischen den Radarpixeln innerhalb eines Einzugsgebiets, mit einer Standardabweichung von $\pm 2,4$ mm. Der Mittelwert der Stationen (22,7 mm) liegt dabei etwas höher als der Mittelwert der Downscaling-Ergebnisse (20,1 mm). Diese Abweichung ist nicht groß im Vergleich zur Bandbreite der Beobachtungen in dem Gebiet und kann auf die Messunsicherheit durch die verschiedenen Datentypen (Radar- und Regenschreiberdaten) zurückzuführen sein. In einem Projekt des Wupperverbands (SCHEIBEL et al., 2012) wurden Extremwerte aus angeeichten Radar- und Regenschreiberdaten verglichen, wobei die Radardaten ebenfalls niedrigere Extremwerte aufwiesen, mit Unterschieden in vergleichbarer Höhe. Unter Berücksichtigung dieses Unterschieds passen die Ergebnisse aus dem Downscaling-Verfahren gut zu den Beobachtungen im Referenzzeitraum.

Für die Nahe und Ferne Zukunft (Abbildung 16) ergeben sich größtenteils positive Trends, deren Höhe je nach Lauf und Zeitraum variiert. Die mittleren Zunahmen für Stundensummen mit einer Wiederkehrhäufigkeit von 5 Jahren betragen für die Nahe Zukunft +18,8 % (CLM 1) bzw. +16,4 % (CLM 2) und für die Ferne Zukunft +16,4 % (CLM 1) bzw. +8,8 % (CLM 2). Bei anderen untersuchten Dauerstufen (15 min – 4 h) und Wiederkehrzeiten ergeben sich ähnliche Werte. Die Bandbreite der Trends auf Basis von jeweils drei Downscaling-Realisierungen für CLM 1 und CLM 2 reicht von -5 % bis +32 % im Vergleich zum Referenzzeitraum. Die Unterschiede zwischen den Realisierungen gegenüber dem Mittelwert liegen innerhalb des Toleranzbereiches (in Abbildung 16 hellgrau hinterlegt) nach KOSTRA (DWD, 2005), der bei dieser Wiederkehrhäufigkeit ± 10 % beträgt.

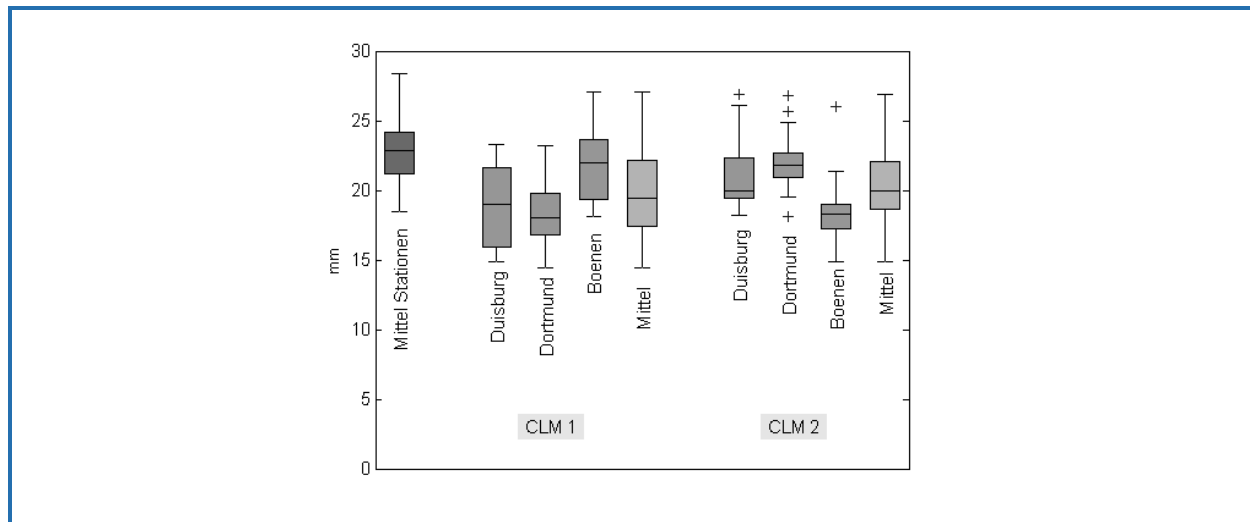


Abbildung 15: Ergebnisse der Starkniederschlagsauswertung für Dauerstufe 1 h, Wiederkehrzeit 5 a im Zeitraum 1961 – 1990. Dargestellt sind die Ergebnisse des Downscalingverfahrens innerhalb der drei Einzugsgebiete für CLM 1 und CLM 2 sowie das Ergebnis von 28 Stationen im Untersuchungsgebiet.

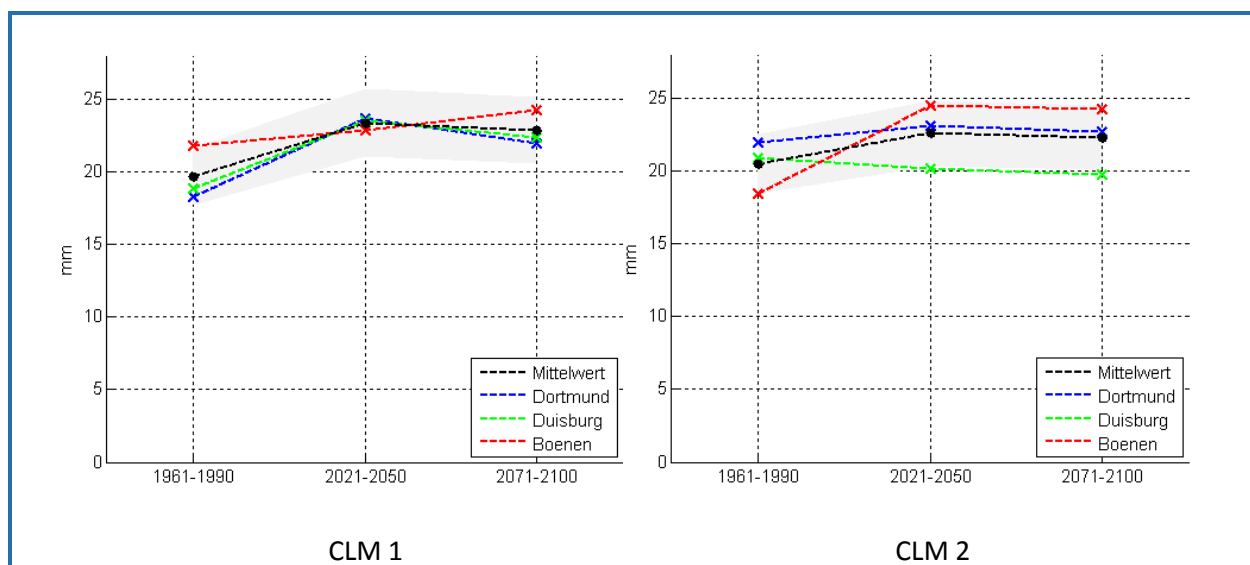


Abbildung 16: Ergebnisse des Downscaling: Starkniederschlagsauswertung mit Wiederkehrzeit 5 a, Dauerstufe 1 h für Referenzzeitraum, Nahe und Ferne Zukunft. Eingezeichnet sind die Ergebnisse der drei Gebiete Dortmund (blau), Duisburg (grün) und Bönen (rot) sowie das Gebietsmittel (schwarz). Der hellgraue Bereich gibt den Unsicherheitsbereich nach KOSTRA ($\pm 10\%$, bezogen auf den Mittelwert) an.

3.5 Folgerungen

Die Auswertung der Ergebnisse zeigt, dass sich mit dem beschriebenen Downscaling-Verfahren hochaufgelöste Daten erzeugen lassen, die als Eingangsdaten für kleinräumige hydrologische Modelle und Kanalnetzmodelle geeignet sind. Die zeitlich und räumlich aggregierten Werte entsprechen den bias-korrigierten Tagessummen aus dem CLM-Modell. Die hochaufgelösten Daten bestehen aus Abschnitten von Beobachtungsdaten und haben für die untersuchten Ereignisse (kurze Starkregen mit Dauer < 1 Tag) natürliche zeitliche und räumliche Korrelationen. Lediglich für einzelne besonders hohe Ereignisse in den CLM-Daten konnten keine ausreichend hohen Ereignisse im Beobachtungszeitraum gefunden werden. Stattdessen wurden niedrigere Ereignisse eingesetzt, die mit einem Faktor erhöht wurden.

Für das Downscaling-Verfahren werden angeeichnte Radardaten in guter Qualität benötigt, da diese als Flächenmittel über das CLM-Gitter Niederschlagsdaten liefern, die direkt mit den CLM-Daten vergleichbar sind und zusätzlich die hohe Auflösung haben, die zur Simulation von kurzen Starkregenereignissen mit hydrologischen Modellen und Kanalnetzmodellen benötigt wird. Beim Übergang vom CLM-Gitter auf die feineren Skalen gibt es durch kleinräumige Variabilität eine Bandbreite an möglichen Realisierungen. Diese liegt in der Größenordnung des Toleranzbereiches nach KOSTRA. Dadurch ergeben sich unterschiedliche Trends für die drei Einzugsgebiete. Der mittlere Trend wird im Wesentlichen durch die bias-korrigierten Tagessummen aus dem CLM-Modell bestimmt. Ein Vergleich der beiden CLM-Läufe mit Projektionen aus weiteren regionalen Klimamodellen und eine Einordnung der Trends erfolgt in Kapitel 4.

4 Berücksichtigung des Klimaänderungssignals bei Modellregen

Wie bei QUIRMBACH et al. (2012b) beschrieben wurde, ist bei der zukünftigen Entwicklung von statistisch ermittelten Niederschlagshöhen zu berücksichtigen, dass es statistisch begründete Unterschiede aufgrund der natürlichen räumlichen Variabilität (Kapitel 4.1) der Niederschläge und der Stichprobenwahl (gewähltes Zeitfenster, siehe auch Kapitel 4.2) gibt. Diese statistisch begründeten Unterschiede sind zunächst sinnvoll abzuschätzen, bevor Veränderungen der statistisch ermittelten Niederschlagshöhen aufgrund des Klimaänderungssignals beschrieben werden. Die Veränderungen der statistisch ermittelten Niederschlagshöhen in der Nahen Zukunft (2021 – 2050) und in der Fernen Zukunft (2071 – 2100) gegenüber dem Referenzzeitraum (1961 – 1990) resultieren somit sowohl aus zufällig auftretenden, statistisch begründeten Unterschieden als auch aus Veränderungen, die dem Klimaänderungssignal zugeschrieben werden können.

Im Kapitel 4.1 werden die bei QUIRMBACH et al. (2012b) beschriebenen Vergleiche von Starkregenauswertungen aus Messdaten und Modelldaten des Regionalen Klimamodells CLM zusammengefasst. Anhand dieser Auswertungen wird der zufällig auftretende, statistisch begründete Anteil an den zukünftigen Veränderungen abgeschätzt. Die gewonnenen Erkenntnisse dienen als Grundlage für den im Kapitel 4.2 vorgestellten pragmatischen Ansatz zur Berücksichtigung des Klimaänderungssignals bei der Verwendung von Modellregen.

4.1 Vergleich von Starkregenauswertungen aus Messdaten und Modelldaten des Regionalen Klimamodells CLM

Bei den Analysen der Starkregenentwicklung im Regionalen Klimamodell CLM werden ausschließlich Tagesniederschlagssummen betrachtet, da die Stundenniederschlagssummen in CLM die Charakteristik kurzer Niederschlagsereignisse nicht hinreichend genau widerspiegeln. Aufgrund der Erkenntnisse aus den Analysen der Messdaten und den festgestellten ähnlichen Entwicklungen in den kurzen und langen Dauerstufen (QUIRMBACH et al., 2012b) wird aber vermutet, dass die Entwicklung der CLM-Tagesniederschlagssummen auch eine Aussagekraft für die zukünftige Entwicklung kürzerer Starkregen besitzt.

Ein Vergleich von Niederschlagsstatistiken nach dem DWA-A 531 (DWA, 2012) für die Modelldaten der 18 CLM-Rasterfelder und für die Niederschlagsmessdaten der 18 Stationen im Referenzzeitraum 1961-1990 zeigt, dass auf Basis der beiden verwendeten CLM-Läufe Niederschlagsstatistiken im Referenzzeitraum resultieren, die in derselben Größenordnung wie die der Messstationen liegen und eine vergleichbare Streuung aufweisen. Während die statistischen Auswertungen auf Basis der CLM1-Modelldaten nahezu identisch mit den Ergebnissen der Messdaten sind, liegen die statistisch ermittelten Niederschlagshöhen der CLM2-Modelldaten um 10 % – 20 % darüber (Abbildung 17, oben). Beide Läufe decken einen Toleranzbereich ab, wie er auch bei den statistischen Auswertungen des KOSTRA-DWD-2000 (DWD, 2005) angegeben wird. Dieser Toleranzbereich ist in Abbildung 17 grau dargestellt. Die in den beiden CLM-Läufen festgestellten Unterschiede entsprechen einer statistisch begründeten dekadischen Variabilität, wie sie auch in den Untersuchungen von Messdaten auftreten können.

Betrachtet man dagegen die statistisch ermittelten Niederschlagshöhen für den Zeitraum 2021 – 2050, so liegen diese sowohl beim CLM1-Datensatz (Abbildung 17, links unten) als auch beim CLM2-Datensatz (Abbildung 17, rechts unten) über diesem Toleranzbereich. Eine eindeutige Zuordnung, inwieweit die Veränderungen der Niederschlagshöhen auf die natürliche Variabilität (WILLEMS, 2013) oder auf das Klimaänderungssignal zurückzuführen sind, ist nicht möglich. Hierzu wären zahlreiche Modellrechnungen erforderlich, die aber nicht vorliegen. Es wird daher angenommen, dass sich bei den festgestellten Zunahmen der statistisch ermittelten Niederschlagshöhen die natürliche Niederschlagsvariabilität und das mögliche Klimaänderungssignal überlagern. Der hier beschriebene pragmatische Ansatz folgt dem Grundgedanken, dass Änderungen der

Niederschlagshöhen innerhalb des Toleranzbereiches zwischen $\pm 10\%$ und $\pm 20\%$ (in Abhängigkeit von der Wiederkehrzeit) der natürlichen Niederschlagsvariabilität zugeschrieben werden können, während Änderungen oberhalb dieses Toleranzbereiches ein zu berücksichtigendes Klimaänderungssignal darstellen (hellblaue Fläche in Abbildung 17 links unten und hellrote Fläche in Abbildung 17 rechts unten).

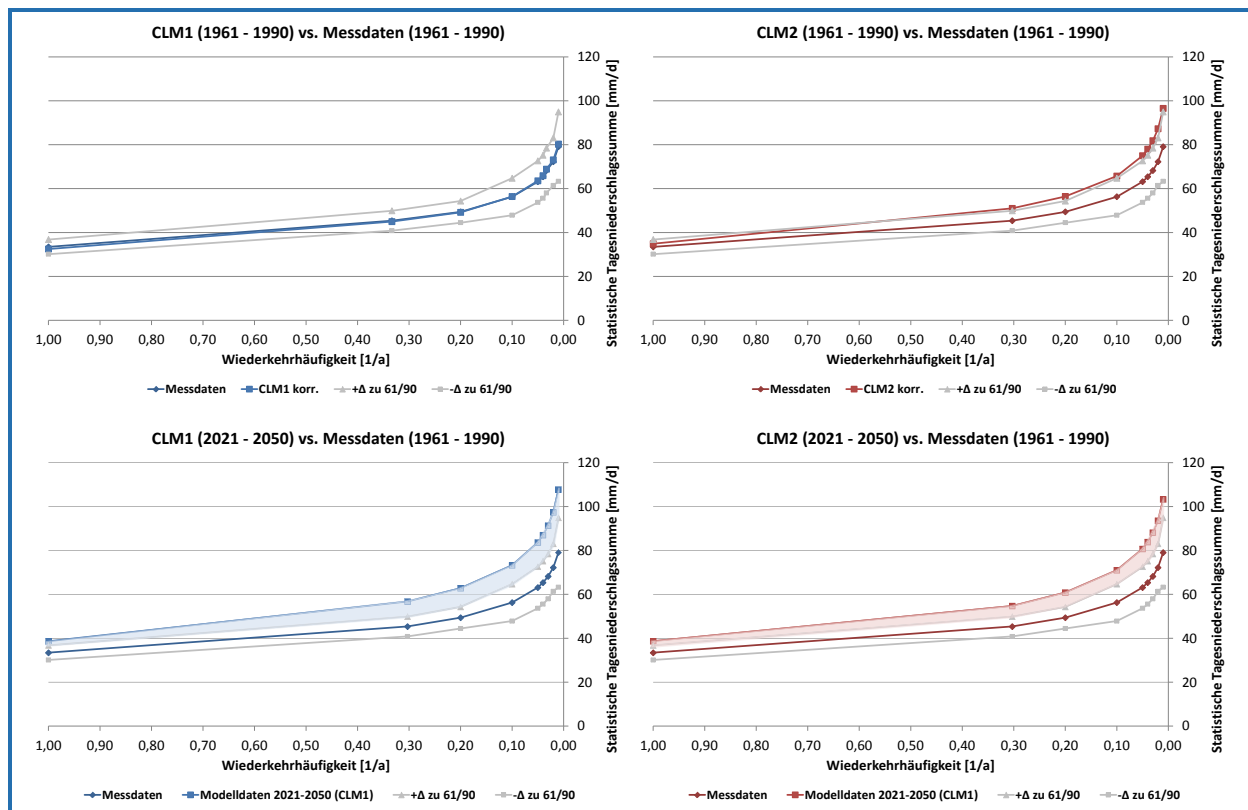


Abbildung 17: Vergleich der statistisch ermittelten Niederschlagshöhen für verschiedene Wiederkehrhäufigkeiten unter Berücksichtigung eines Toleranzbereichs für die natürliche Klimavariabilität; links oben: CLM1 (1961 – 1990) vs. Messdaten (1961 – 1990); rechts oben: CLM2 (1961 – 1990) vs. Messdaten (1961 – 1990); links unten: CLM1 (2021 – 2050) vs. Messdaten (1961 – 1990); rechts unten: CLM2 (2021 – 2050) vs. Messdaten (1961 – 1990)

Der mögliche Einfluss der natürlichen Niederschlagsvariabilität und der sich daraus ergebenden Zufälligkeit der Stichprobe auf die statistisch ermittelten Niederschlagshöhen soll anhand des folgenden Beispiels kurz erläutert werden. Dabei ist zu berücksichtigen, dass dieser Einfluss auch die ermittelten Trends für die Zukunft und damit die Interpretation des Klimaänderungssignals wesentlich mitbestimmt.

Die drei Niederschlagsstationen Dortmund-Nettebach, Dortmund-Marten und Dortmund-Kruckel liegen quasi auf einer Linie in Nord-Süd-Richtung im Einzugsgebiet Dortmund-Rosbach, das in *dynaklim* für die siedlungswasserwirtschaftlichen Untersuchungen der Projektpartner genutzt wird. Die Entfernung zwischen der nördlichsten (Do-Nettebach) und der südlichsten Station (Do-Kruckel) beträgt gerade mal 10 km und ist somit nur etwa halb so groß wie die räumliche Ausdehnung eines CLM-Rasterfeldes in Nord-Süd-Richtung. Die orografische Lage der Stationen unterscheidet sich nicht nennenswert. Die der statistischen Auswertung zugrunde liegenden Zeitreihen umfassen alle den gleichen Zeitraum 1961 – 1990. Es ist davon auszugehen, dass die Überregnung dieser drei Niederschlagsstationen durch Starkregenzellen und damit auch das Auftreten statistisch besonders relevanter Starkregen in den Messdaten rein zufällig sind. Die statistischen Auswertungen dieser drei Zeitreihen zeigen aber, dass sich die statistisch ermittelten Niederschlagshöhen bis zu 20 % unterscheiden können. In Tabelle 2 wird dies exemplarisch für die Dauerstufe $D = 2\text{ h}$ und die

Wiederkehrzeiten $T = 10$ a und $T = 100$ a gezeigt. Die hier aufgezeigte natürliche Niederschlagsvariabilität von etwa 20 %, die auf der Zufälligkeit der Stichprobe beruht, entspricht somit in etwa dem Toleranzbereich nach KOSTRA. Dieser beträgt je nach Wiederkehrzeit zwischen 10 % – 20 % und wird im folgenden Kapitel 4.2 bei der Interpretation zukünftiger Veränderungen berücksichtigt.

Tabelle 2: Statistisch ermittelte Niederschlagshöhen für drei benachbarte Niederschlagsstationen im Raum Dortmund für die Dauerstufe $D = 2$ Stunden

Station	N ($T = 10$ a)	N ($T = 100$ a)
Do-Nettebach	38,6 mm	59,2 mm
Do-Marten	34,6 mm	51,8 mm
Do-Kruckel	32,8 mm	48,2 mm

Das aufgezeigte Beispiel zeigt, dass der Einfluss der Stichprobe (Zufälligkeit / natürlichen Variabilität) viel größer sein kann, als dies mögliche regionale Unterschiede beim Klimaänderungssignal erwarten lassen. Zukünftige Veränderungen des Niederschlages und der daraus resultierenden statistischen Niederschlagshöhen dürfen daher nicht fehlinterpretiert und alleine dem Klimaänderungssignal zugeschrieben werden. Die beschriebenen möglichen zufälligen Unsicherheiten sind zu berücksichtigen und in Form von Bandbreiten / unterschiedlichen Modellregen-Datensätzen anzugeben, wie dies im folgenden Kapitel 4.2 umgesetzt wird. Regionale Unterschiede, die sich z. B. aufgrund von orographischen Effekten ergeben können, werden dadurch berücksichtigt, dass die regional ermittelten Veränderungen den lokal ermittelten statistischen Auswertungen aufgeprägt werden und somit auf diesem Wege unterschiedliche Datensätze entstehen.

4.2 Entwicklung eines pragmatischen Ansatzes zur Berücksichtigung des Klimaänderungssignals bei der Verwendung von Modellregen

Bei der Entwicklung des vorgestellten pragmatischen Ansatzes werden die Erkenntnisse aus dem Vergleich der Mess- und Modelldaten (Kapitel 4.1) genutzt, um eine mögliche Bandbreite an zukünftigen Änderungen der Modellregen abschätzen zu können. Die im Referenzzeitraum in den beiden CLM-Modellrechnungen aufgespannte Bandbreite an statistisch ermittelten Niederschlagshöhen ist einer statistisch begründbaren natürlichen Variabilität zuzuschreiben, da aufgrund des gleichen Zeitraums klimabedingte Unterschiede vernachlässigt werden können. Die statistisch ermittelten Niederschlagshöhen des CLM2-Datensatzes befinden sich in diesem Zeitraum am oberen Rand des Toleranzbereiches, der sich aus den Auswertungen der Messdaten ergibt. Es wird davon ausgegangen, dass in diesen Daten annähernd die obere Grenze der maximal möglichen natürlichen Variabilität im Referenzzeitraum erreicht wird. Die Änderungen des CLM2-Datensatzes in der Zukunft werden daher dem Klimaänderungssignal zugeschrieben.

Beim CLM1-Datensatz wird dagegen in der Zukunft von der zuvor beschriebenen Überlagerung von natürlicher Niederschlagsvariabilität und Klimaänderungssignal ausgegangen. Aufgrund der hohen Übereinstimmung mit den räumlich breit angelegten statistischen Auswertungen von 18 Niederschlagsmessstationen wird angenommen, dass sich der CLM1-Datensatz auf einem mittleren Niveau des Toleranzbereiches befindet. Zunahmen innerhalb des Toleranzbereiches nach KOSTRA werden daher im Rahmen dieses pragmatischen Ansatzes der natürlichen Niederschlagsvariabilität zugeschrieben, Zunahmen oberhalb des Vertrauensbereichs werden als Klimaänderungssignal

interpretiert. Konkret bedeutet dies für den CLM1-Datensatz, dass die in der Zukunft insgesamt auftretenden Zunahmen der statischen Niederschlagshöhen je nach Wiederkehrzeit um 10 bis 20 % (Toleranzbereich nach KOSTRA) reduziert werden.

Die Anwendung der beschriebenen Methodik auf die statistischen Auswertungen der beiden CLM-Datensätze führt in der Nahen Zukunft beim CLM1-Datensatz, dessen Niederschlagshöhen um den Toleranzbereich reduziert wurden (siehe Kapitel 4.1), zu einer mittleren Zunahme über alle Wiederkehrzeiten von +16 % (Tabelle 3, Zeile 1) und beim CLM2-Datensatz zu einer mittleren Zunahme von +8 % (Tabelle 3, Zeile 2). In der Fernen Zukunft betragen die mittleren Zunahmen über alle Wiederkehrzeiten +18 % beim CLM1-Datensatz (Tabelle 4, Zeile 1) und +1% beim CLM2-Datensatz (Tabelle 4, Zeile 2). Da die statistischen Niederschlagshöhen der CLM2-Daten bereits im Referenzzeitraum am oberen Rand des Vertrauensbereichs liegen, werden beim CLM2-Datensatz sämtliche Zunahmen in der Zukunft als Klimaänderungssignal interpretiert (Zeile 2 in Tabelle 3 und Tabelle 4). Negative Veränderungen, die im Toleranzbereich liegen, werden zu Null gesetzt. Der Sonderfall, dass eine negativ wirkende natürliche Niederschlagsvariabilität größer ist als das positive Klimaänderungssignal (Ferne Zukunft $T \geq 25$ a), wird somit nicht berücksichtigt, um den Entwässerungskomfort / die Sicherheit des Status quo nicht zu reduzieren.

Die unterschiedlichen Zunahmen stellen somit die Bandbreite eines möglichen Klimaänderungssignals dar, die sich aus den beiden untersuchten CLM-Datensätzen ergibt. Beide Klimaänderungssignale sollten in Form von Variantenuntersuchungen bei Modellrechnungen und Anpassungsstrategien in der ELR berücksichtigt werden. Es sei allerdings nochmals angemerkt, dass sich bei der Berücksichtigung weiterer Emissionsszenarien und Klimamodelle eine größere Bandbreite als jene aus den CLM-Datensätzen ergeben kann.

Zunahmen der Niederschlagshöhen können sich lokal durch zufällige Zunahmen aufgrund der natürlichen Variabilität und Zunahmen aufgrund des Klimaänderungssignals ungünstig überlagern. Um diesen Fall, mit überdurchschnittlich hohen Zunahmen der Niederschlagshöhen, in der Zukunft bei Variantenuntersuchungen berücksichtigen zu können, wird daher auch die Betrachtung der vollständigen Zunahmen im CLM1-Datensatz (ohne Reduzierung um den Anteil des Toleranzbereiches) empfohlen. In der Nahen Zukunft führt dies im Mittel über alle Wiederkehrzeiten zu einer Zunahme von +29 % (Tabelle 3, Zeile 3), in der Fernen Zukunft zu einer mittleren Zunahme von +31 % (Tabelle 4, Zeile 3).

Im entgegengesetzten Fall können sich in Zukunft lokal eine negative Entwicklung aufgrund der natürlichen Variabilität und das positive Klimaänderungssignal gegenseitig aufheben. Dieser mögliche Sonderfall wird in wasserwirtschaftlichen Planungen bereits durch die Berechnung des aktuellen Zustands berücksichtigt und stellt somit eine Nullvariante (Beibehaltung des Status quo) dar (Zeile 4 in Tabelle 3 und in Tabelle 4).

Tabelle 3: Mögliche Zunahmen statistisch ermittelter Niederschlagshöhen bis zur Mitte des Jahrhunderts (2021 – 2050) gegenüber dem Referenzzeitraum (1961 – 1990)

T	1 a	3 a	5 a	10 a	25 a	50 a	100 a
CLM1	9 %	16 %	18 %	15 %	17 %	18 %	14 %
CLM2	11 %	8 %	8 %	8 %	8 %	7 %	7 %
Extrem	19 %	26 %	28 %	30 %	32 %	33 %	34 %
Null	keine Veränderung der statistischen Niederschlagshöhen						

Tabelle 4: Mögliche Zunahmen statistisch ermittelter Niederschlagshöhen bis zum Ende des Jahrhunderts (2071 – 2100) gegenüber dem Referenzzeitraum (1961 – 1990)

T	1 a	3 a	5 a	10 a	25 a	50 a	100 a
CLM1	16 %	18 %	20 %	21 %	17 %	18 %	18 %
CLM2	8 %	4 %	2 %	1 %	0 %	0 %	0 %
Extrem	26%	28%	30%	31%	32%	33%	33%
Null	keine Veränderung der statistischen Niederschlagshöhen						

Bei den relativen Änderungen in Tabelle 3 und Tabelle 4 fällt auf, dass bei CLM 1 die Zunahmen in der Nahen Zukunft mit +16 % (im Mittel über alle Wiederkehrzeiten) bereits fast so groß sind wie in der Fernen Zukunft mit +18 %, bei CLM 2 diese in der Fernen Zukunft (+1 %) gegenüber der Nahen Zukunft (+8 %) sogar abnehmen.

Betrachtet man ein Ensemble aus sieben Modellrechnungen (Abbildung 18, siehe auch QUIRMBACH et al., 2012b), so ist in allen Modellrechnungen in der Nahen Zukunft eine Zunahme der Starkregentage mit $N \geq 20$ mm/d zu erkennen. In keinem anderen Modelllauf sind die Zunahmen in der Nahen Zukunft aber so stark ausgeprägt wie in den beiden betrachteten CLM-Läufen. Eine Zunahme von mehr als 10 Starkregentagen, wie sie in den beiden CLM-Läufen in der Nahen Zukunft zu verzeichnen ist, wird in den anderen Modellrechnungen erst in der Fernen Zukunft erreicht. Anders als in den beiden CLM-Läufen nehmen die Starkregen in den meisten anderen Modellrechnungen (außer REMO_B1) von der Nahen Zukunft zur Fernen Zukunft weiter zu.

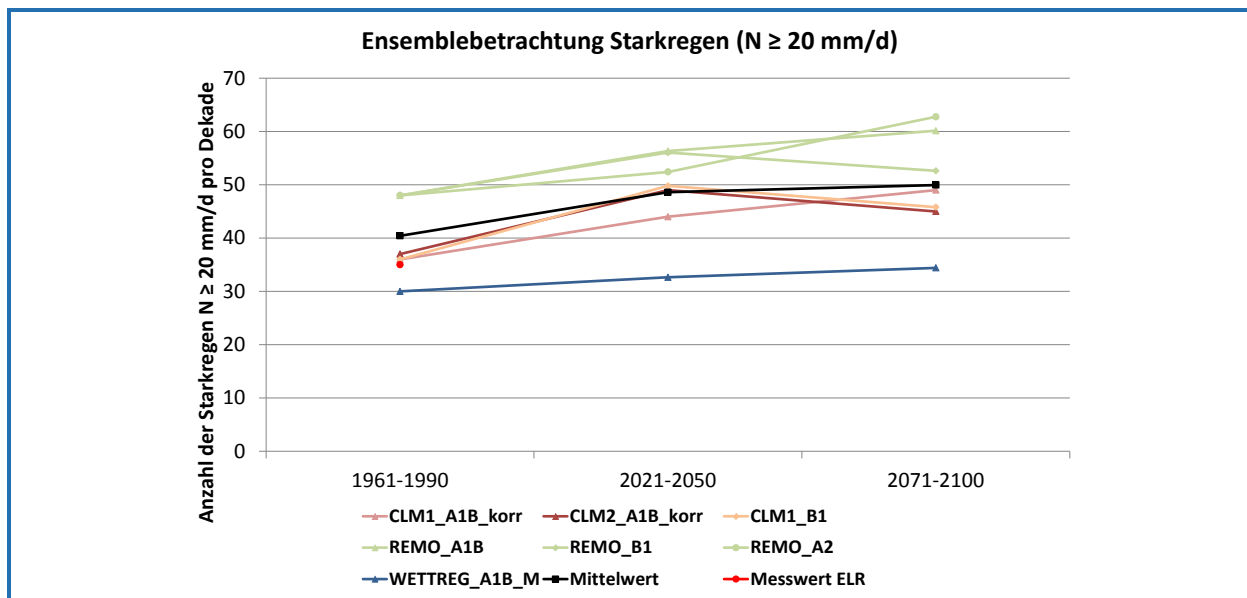


Abbildung 18: Änderungen der Starkregentage mit $N \geq 20$ mm/d im begrenzten Ensemble in der ELR für die Nahe Zukunft (2021 – 2050) und für die Ferne Zukunft (2071 – 2100) gegenüber dem Referenzzeitraum (1961 – 1990)

Eine Ursache für die unterschiedlich ausgeprägten Zunahmen in den einzelnen Modellläufen in der Nahen und Fernen Zukunft ist auf die für die statistischen Auswertungen erforderliche Betrachtung von Zeitfenstern (hier: 30 Jahre Zeiträume) zurückzuführen. Für die Interpretation der Ergebnisse ist daher auch die fortlaufende Entwicklung der Starkregen über die einzelnen Dekaden im Zeitraum 1961 – 2100 zu betrachten (Abbildung 19). Abbildung 19 zeigt jeweils links die Auswertungen für den

Modelllauf CLM 1 und rechts für den Modelllauf CLM 2. Die beiden oberen Abbildungen zeigen die Anzahl an Starkregen mit $N \geq 20$ mm/d und beinhalten somit sowohl die kleinen als auch die großen (seltenen) Starkregen. Bei den beiden unteren Abbildungen wurde mit $N \geq 60$ mm/d ein relativ hoher Schwellenwert gewählt, um so die seltenen Starkregen, die sich besonders stark auf die statistischen Auswertungen auswirken, gesondert betrachten zu können.

Anhand dieser vier Abbildungen lassen sich folgende Erkenntnisse zusammenfassen:

- Die wesentlich höhere Anzahl der Starkregen mit $N \geq 60$ mm/d bei CLM 2 gegenüber CLM1 im Referenzzeitraum bestätigt noch einmal die Erkenntnisse aus Kapitel 4.1 zu den größeren statistisch ermittelten Niederschlagshöhen auf Basis der CLM 2 Zeitreihen (gegenüber den Messdaten und den CLM 1 Zeitreihen).
- Die Auswertung der Dekaden über den gesamten Zeitraum bestätigt die grundsätzliche Zunahme von Starkregen in beiden CLM-Läufen. Beim relativ geringen Anstieg des linearen Trends bei CLM 2 / $N \geq 60$ mm/d sind die im vorangegangenen Punkt beschriebenen Zusammenhänge (überdurchschnittlich hohes Niveau im Referenzzeitraum) zu berücksichtigen.
- Der Einfluss der gewählten Zeitfenster auf die Stichprobe und damit auf die statistischen Auswertungen lässt sich am einfachsten verdeutlichen, wenn man exemplarisch die 30 Jahre Zeitfenster bei CLM 1 von 2021 – 2050 auf 2031 – 2060 und bei CLM 2 von 2071 – 2100 auf 2061 – 2090 verschiebt. Aus den beiden neu gewählten Zeitfenstern würden sich in den statistischen Auswertungen noch größere Niederschlagshöhen als in den ursprünglich betrachteten Zeitfenstern ergeben.
- Die beiden statistischen Auswertungen in der Nahen Zukunft stellen somit zwar nicht das extremste 30 Jahre Zeitfenster in diesem Jahrhundert, aber sehr wohl ein Zeitfenster mit Starkregen auf einem hohen Niveau dar. Aufgrund der in der Fernen Zukunft zunehmenden Unsicherheiten wird daher bei Anwendungen mit Modellregen empfohlen, die ermittelten Zunahmen für die Nahe Zukunft zu verwenden. Die Bandbreite der in Tabelle 3 dargestellten Zunahmen stellt eine gute Basis für die Abschätzung zukünftiger Veränderungen von Starkregen auch unter Berücksichtigung der Ensemble-Betrachtung (Abbildung 18) anderer Modellläufe dar.

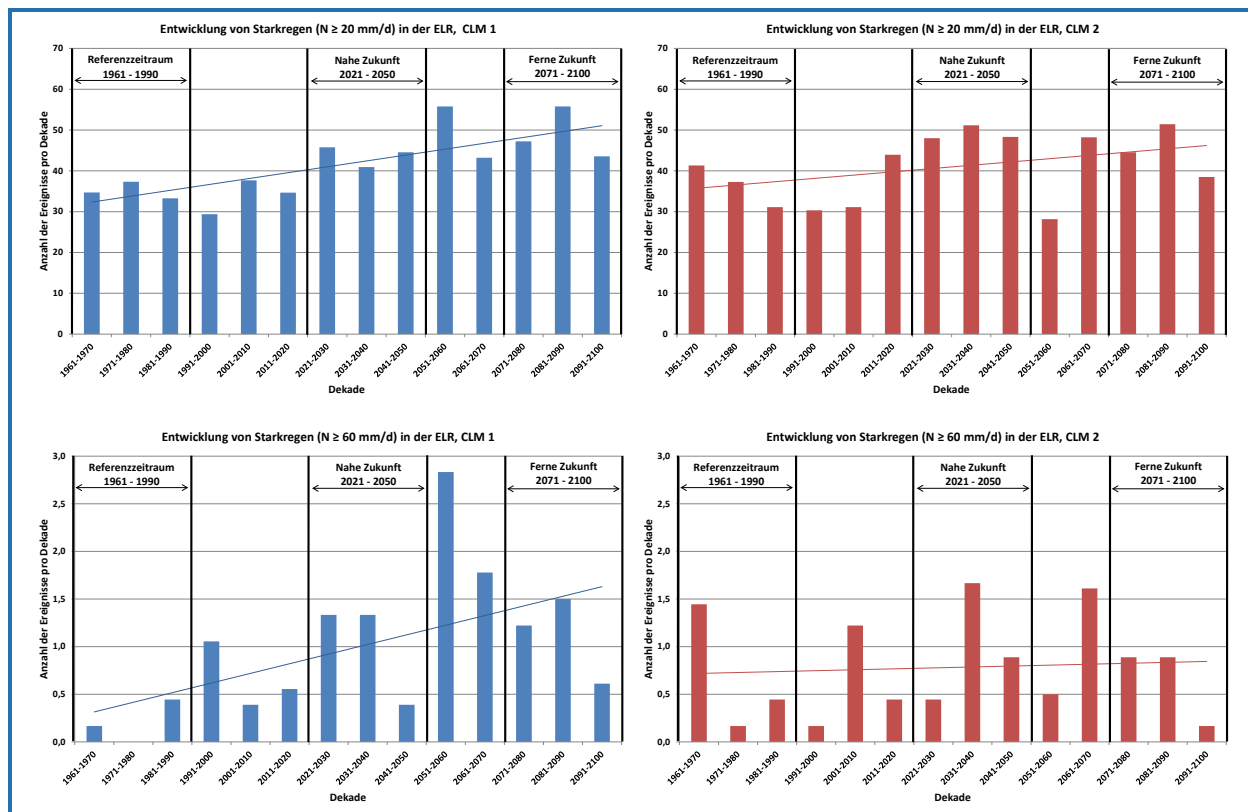


Abbildung 19: Fortlaufende Entwicklung von Starkregen im Zeitraum 1961 – 2100, links oben: Starkregen $N \geq 20 \text{ mm/d}$ (CLM 1), rechts oben: Starkregen $N \geq 20 \text{ mm/d}$ (CLM 2), links unten: Starkregen $N \geq 60 \text{ mm/d}$ (CLM 1), rechts unten: Starkregen $N \geq 60 \text{ mm/d}$ (CLM 2)

Um nun Modellregen zu erhalten, die mögliche zukünftige Niederschlagsentwicklungen berücksichtigen, müssen die anhand von Messdaten gewonnenen statistischen Niederschlagshöhen des Bezugszeitraums (hier 1961 – 1990) noch mit den Faktoren der Tabelle 3 (Nahe Zukunft) bzw. Tabelle 4 (Ferne Zukunft) multipliziert werden. Aufgrund unterschiedlicher Änderungen für verschiedene Wiederkehrzeiten und unterschiedlicher Reduzierungen im Toleranzbereich ergeben sich differenzierte Faktoren für jede Wiederkehrzeit, während für die Dauerstufen einer Wiederkehrzeit keine weitere Unterscheidung getroffen wird. Dies ist dadurch begründet, dass die durchgeführten Untersuchungen ausschließlich mit Tageswerten durchgeführt wurden und die Annahme getroffen wurde, dass die dort festgestellten Veränderungen auf kürzere Dauerstufen übertragbar sind (siehe Kapitel 4.1).

Mit den resultierenden Bemessungsniederschlägen für die vier Varianten können anschließend Modellrechnungen durchgeführt und Anpassungsstrategien an den Klimawandel entwickelt werden. Durch einen Variantenvergleich kann das Systemverhalten unter Berücksichtigung der Unsicherheiten über die zukünftige Entwicklung von Starkregen abgeschätzt werden. Bei den zum Teil klein erscheinenden Faktoren der Tabelle 3 und der Tabelle 4 ist zu berücksichtigen, dass bereits eine Vergrößerung der Niederschlagshöhen um 10 % einer Halbierung der Wiederkehrzeit entspricht, d. h. dass Starkregenereignisse mit einer Wiederkehrzeit von $T = 100 \text{ a}$ in Zukunft alle $T = 50 \text{ a}$ auftreten, Starkregenereignisse mit einer Wiederkehrzeit von $T = 5 \text{ a}$ alle $T = 3 \text{ a}$.

5 Zusammenfassung

Im Rahmen des Forschungsvorhabens *dynaklim* wurden zwei Verfahren entwickelt, die eine Berücksichtigung des Klimaänderungssignals in den Niederschlagsdaten des regionalen Klimamodells CLM bei den wasserwirtschaftlichen Modellanwendungen ermöglichen.

Für die Generierung langer Zeitreihen mit hohen zeitlichen und räumlichen Auflösungen, wie sie bei Langzeitserien- und Kontinuumsimulationen benötigt werden, wurde ein Downscaling-Ansatz auf Basis von Radarniederschlagsdaten und objektiven Wetterlagenklassen entwickelt. Für einfache wasserwirtschaftliche Modellanwendungen, die auf Modellregen zurückgreifen, wurden die relativen Veränderungen aufgrund des Klimaänderungssignals in der Zukunft abgeschätzt, die dann bei Variantenuntersuchungen in der Zukunft den Modellregen der Vergangenheit aufgeprägt werden können.

Mit beiden Verfahren lassen sich für die Emscher-Lippe-Region repräsentative Niederschlagsdatensätze für wasserwirtschaftliche Modellanwendungen erzeugen, die das positive Klimaänderungssignal mit unterschiedlichen Ausprägungen entsprechend der beiden berücksichtigten CLM-Läufe widerspiegeln. Beide Verfahren ermöglichen so zum Beispiel, die Auswirkungen von zukünftigen Starkregenereignissen auf urbane Gebiete besser abschätzen zu können. Die vorgestellten Methoden lassen sich auch auf andere Regionen übertragen, die hier erzielten und angegebenen Werte sind allerdings spezifisch für die Emscher-Lippe-Region und damit nicht übertragbar. Zur Anwendung der Verfahren in anderen Regionen werden neben den für ganz Deutschland verfügbaren Klimamodelldaten lange, lokal repräsentative Zeitreihen aus Messdaten benötigt.

LITERATURVERZEICHNIS

AQUA_PLAN (2011): AquaZIS – Zeitreiheninformationssystem für die Wasserwirtschaft, Dokumentation, aqua_plan Ing.-Ges. für Problemlösungen in Hydrologie und Umweltschutz mbH, Aachen.

BISSOLLI, P., DITTMANN, E. (2001): The objective weather type classification of the German Weather Service and its possibilities of application to environmental and meteorological investigations. *Meteorologische Zeitschrift*, 10 (4), 253-260.

DWD (2005): KOSTRA-DWD-2000, Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951 – 2000), Grundlagenbericht, Offenbach am Main.

DWA (2012): Starkregen in Abhängigkeit von Wiederkehrzeit und Dauer, Arbeitsblatt DWA-A 531, ISBN 978-3-942964-28-9.

DWD (2013): Messinstrumente der Meteorologie: Wetterradar in Deutschland, Informationsbroschüre des DWD, www.dwd.de, Stand 11/2013

EINFALT, T., ARNBJERG-NIELSEN, K., GOLZ, C., JENSEN, N. E., QUIRMBACH, M., VAES, G., VIEUX, B. (2004): Towards a Roadmap for Use of Radar Rainfall data use in Urban Drainage. *Journal of Hydrology*, 299, pp. 186-202.

FRERK, I., A. TREIS, T. EINFALT, M. JESSEN, (2012) Ten years of quality controlled and adjusted radar precipitation data for North Rhine-Westphalia – methods and objectives. *Proceedings 9th International Workshop on Precipitation in Urban Areas*. December 2012, St. Moritz, Switzerland.

GOUDENHOOFDT, E., DELOBBE, L. (2009): Evaluation of radar-gauge merging methods for quantitative precipitation estimates. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13. Jg., Nr. 2, S. 195-203.

HENNEMUTH, B., KEUP-THIEL, E., WUNRAM, C., MÄCHEL, H. (2009): Einführung in die Klimamodellierung, Vortrag beim internen *dynaklim*-Workshop am 07.10.2009 in Hattingen (unveröffentlicht).

HOLLWEG, H.-D., BÖHM, U., FAST I., HENNEMUTH, B., KEULER, K., KEUP-THIEL, E., LAUTENSCHLAGER, M., LEGUTKE, S., RADTKE, K., ROCKEL, B., SCHUBERT, M., WILL, A., WOLDT, M., WUNRAM, C. (2008): Ensemble Simulations over Europe with the Regional Climate Model CLM forced with IPCC AR4 Global Scenarios. Gruppe Modelle & Daten, Support for Climate- and Earth System Research at the Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Technical Report No. 3, ISSN 1619-2249 (in web form ISSN 1619-2257).

HYDRO & METEO (2009): The SCOUT Documentation version 3.30. Lübeck, 69 Seiten.

KRAHÉ, P., E. NILSON, U. GELHARDT AND J. LANG, (2011) Auswertungen ausgewählter globaler Klimamodelle hinsichtlich atmosphärischer Zirkulationsbedingungen im Nordatlantisch-Mitteuropäischen Sektor. BfG-Bericht 1682.

LAUTENSCHLAGER, M.; KEULER, K.; WUNRAM, C.; KEUP-THIEL, E.; SCHUBERT, M.; WILL, A.; ROCKEL, B.; BOEHM, U. (2009): Climate Simulation with CLM, Climate of the 20th Century run no.1 / no.2, Scenario A1B run no.1 / no.2, Data Stream 3: European region MPI-M/MaD. World Data Center for Climate.

PIANI, C. HAERTER, J. O., COPPOLA, E. (2010): Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theor Appl Climatol*, 99:187–192, DOI 10.1007/s00704-009-0134-9.

QUIRMBACH, M. (2003): Nutzung von Wetterradardaten für Niederschlags- und Abflussvorhersagen in urbanen Einzugsgebieten. Dissertation. Schriftenreihe Hydrologie / Wasserwirtschaft, Heft 19, Lehrstuhl für Hydrologie, Wasserwirtschaft und Umwelttechnik, Ruhr-Universität Bochum. ISSN 0949-5975.

QUIRMBACH, M., FREISTÜHLER, E., PAPADAKIS, I. (2012): Bias-Korrektur der Niederschlagsdaten aus dem Regionalen Klimamodell CLM in der Emscher-Lippe-Region, *dynaklim*-Publikation, No. 21, März 2012.

QUIRMBACH, M., FREISTÜHLER, E., PAPADAKIS, I., PFISTER, A. (2012a): Analyse und Korrektur des systematischen Fehlers (Bias) in den Niederschlagsdaten des Regionalen Klimamodells CLM in der Emscher-Lippe-Region, *KW Korrespondenz Wasserwirtschaft*, Jahrgang 5 (2012), Nr. 10, S. 544-555.

QUIRMBACH, M., FREISTÜHLER, E., PAPADAKIS, I. (2012b): Auswirkungen des Klimawandels in der Emscher-Lippe-Region – Analysen zu den Parametern Lufttemperatur und Niederschlag, *dynaklim*-Publikation, No. 30, November 2012.

SCHEIBEL, M., JASPER-TÖNNIES, A., EINFALT, T., SCHRÖDER, H. (2012): Comparison of radar and rain gauge based risk analysis and alert strategy plans in flood risk management. 9th International Workshop on Precipitation in Urban Areas. December 2012, St. Moritz, Switzerland.

THEMEßL, M. J., GOBIET, A., HEINRICH, G. (2012): Empirical-statistical downscaling and error correction of regional climate models and its impact on the climate change signal. *Climatic Change*, 2012, 112. Jg., Nr. 2, S. 449-468.

VDI (2013): VDI 3786 Blatt 20: Bodengebundene Messung des Niederschlags: Wetterradar (Entwurf), Düsseldorf, 66 Seiten.

WILLEMS, P. (2013): Multidecadal oscillatory behaviour of rainfall extremes in Europe. *Climatic Change* (2013) 120:931-944, DOI 10.1007/s10584-013-0837-x.

YOUNG, K. (1994): A multivariate chain model for simulating climatic parameters from daily data, *J. Appl. Meteorol.*, 33(6), 661-671.

ZORITA, E., VON STORCH, H. (1999): The analog method as a simple statistical downscaling technique: Comparison with more complicated methods, *J. Clim.*, 12, 2474-2489

Ansprechpartner

Jens Hasse
hasse@fiw.rwth-aachen.de

Michaela Stecking
stecking@fiw.rwth-aachen.de

Projektbüro *dynaklim*

Mozartstraße 4
45128 Essen

Tel.: +49 (0)201 104-33 39

www.dynaklim.de